



**INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN
CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA, A.C.**

POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

“Climatología y meteorología de tornados en México”

Tesis que presenta

José Francisco León Cruz

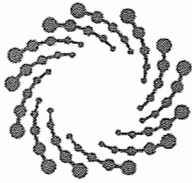
Para obtener el grado de

Doctor en Geociencias Aplicadas

Director de la Tesis:

Dr. José Noel Carbajal Pérez

San Luis Potosí, S.L.P., 9 de agosto de 2019



IPICYT

Constancia de aprobación de la tesis

La tesis "***Climatología y meteorología de tornados en México***" presentada para obtener el Grado de Doctor en Geociencias Aplicadas, fue elaborada por **José Francisco León Cruz** y aprobada el once de julio del dos mil diecinueve por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Dr. José Noel Carbajal Pérez
Director de la tesis

Dr. José Tuxpan Vargas
Miembro del Comité Tutorial

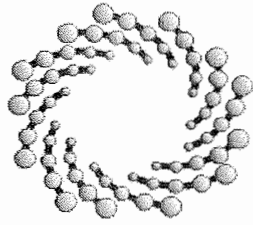
Dr. Luis Felipe Pineda Martínez
Miembro del Comité Tutorial



Créditos Institucionales

Esta tesis fue elaborada en la División Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., bajo la dirección del Dr. José Noel Carbajal Pérez.

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (298737) y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.



IPICYT

Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Acta de Examen de Grado

El Secretario Académico del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., certifica que en el Acta 011 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Doctorado en Geociencias Aplicadas está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 9 días del mes de agosto del año 2019, se reunió a las 12:00 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

| | | |
|------------------------------------------|------------------------|---------------|
| Dr. José Alfredo Ramos Leal | Presidente | IPICYT |
| Dr. José Tuxpan Vargas | Secretario | IPICYT |
| Dr. José Noel Carbajal Pérez | Sinodal | IPICYT |
| Dr. Luis Felipe Pineda Martínez | Sinodal externo | UAZ |
| Dr. María Cristina Noyola Medrano | Sinodal externo | UASLP |

a fin de efectuar el examen, que para obtener el Grado de:

DOCTOR EN GEOCIENCIAS APLICADAS

sustentó el C.

José Francisco León Cruz

sobre la Tesis intitulada:

Climatología y meteorología de tornados en México

que se desarrolló bajo la dirección de

Dr. José Noel Carbajal Pérez

El Jurado, después de deliberar, determinó

APROBARLO

Dándose por terminado el acto a las 14:00 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición del interesado y para los fines que al mismo convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 9 días del mes de agosto de 2019.

Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélez
Jefa del Departamento del Posgrado

Dr. Marcial Bonilla Marín
Secretario Académico



Agradecimientos

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, al Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C. y a la División de Geociencias aplicadas por darme la oportunidad cursar los estudios de Doctorado.

Al Dr. Noel Carbajal, por creer en mí y en el proyecto. Gracias por su apoyo incondicional y por sus enseñanzas tanto profesionales como personales. Por siempre impulsarme a ser mejor y dar lo mejor de mí. Sobre todo, muchas gracias por su amistad.

Al Dr. Felipe Pineda y al Dr. José Tuxpan, por sus valiosos comentarios y aportaciones para el documento de tesis y las publicaciones. Gracias por brindarme un panorama distinto para abordar los problemas que surgieron en el camino.

A mi familia y a mi novia, por su apoyo incondicional a pesar de la distancia. Por siempre estar ahí cuando los necesitaba y por sus ánimos para cumplir mis sueños. Sin ustedes, no podría haber llegado hasta donde estoy.

A mis compañeros y amigos de la División, por todos los momentos que pasamos juntos. Gracias por crear en estos cuatro años recuerdos que perdurarán para siempre en mi memoria.

A mis amigos del cubo, Mary, Christian y Pablo, por todas las risas, las pláticas, y los litros y litros de café. Gracias por toda la ayuda durante estos años.

Al Dr. Macías y Asunción, por ser ellos quienes me involucraron por primera vez en lo que se convertiría mi pasión. Gracias por siempre creer en mí y ayudarme cuando era sólo un estudiante foráneo en la Cd. México.

Contenido

| | |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| Constancia de aprobación de la tesis | ii |
| Créditos institucionales | iii |
| Acta de examen | iv |
| Agradecimientos | v |
| Contenido | vi |
| Resumen | ix |
| Abstract | x |
| Introducción general | 1 |
| Capítulo 1 | |
| Revisión de literatura | 4 |
| 1.1 Características generales | 4 |
| 1.2 Clasificación de tornados | 8 |
| 1.2.1 Tornadogénesis supercelda | 9 |
| 1.2.2 Tornadogénesis en sistemas convectivos cuasilineales | 11 |
| 1.2.3 Vórtices localizados de convección y cizalladura | 12 |
| Capítulo 2 | |
| Tornados y ambientes de tormentas convectivas en México | 16 |
| 2.1 Introducción | 17 |
| 2.2 Datos y métodos | 18 |
| 2.2.1 Recopilación de datos documentales | 18 |
| 2.2.2 Procesamiento de parámetros ambientales | 19 |
| 2.3 Climatología actualizada de tornados en México | 20 |
| 2.3.1 Distribución geográfica | 20 |
| 2.3.2 Distribución temporal | 23 |
| 2.3.3 Daños registrados | 27 |
| 2.4 Condiciones ambientales asociadas a tormentas severas y tornados | 28 |
| 2.4.1 Mecanismos de iniciación | 28 |
| 2.4.2 Procesos de inestabilidad | 31 |
| 2.4.3 Observaciones satelitales en malla | 36 |
| 2.5 Conclusiones | 38 |
| Capítulo 3 | |
| Patrones de circulación atmosférica asociados a la generación de tornados en la Faja Volcánica Transmexicana | 40 |
| 3.1 Introducción | 41 |
| 3.2 Datos y metodología | 43 |
| 3.3 Resultados | 44 |
| 3.3.1 Distribución espaciotemporal de reportes de actividad tornádica | 44 |
| 3.3.2 Patrones de circulación a 500-hPa | 46 |
| 3.3.3 Patrones de circulación a 700-hPa | 47 |
| 3.3.4 Patrones de circulación a 850-hPa | 49 |

| | |
|-------------------------------------------|----|
| 3.3.5 Análisis de la actividad convectiva | 50 |
| 3.4 Discusión | 53 |
| 3.5 Conclusiones | 55 |

Capítulo 4

| | |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| Distribución espaciotemporal de la convección profunda sobre la Faja Volcánica Transmexicana | 57 |
| 4.1 Introducción | 58 |
| 4.2 Datos y metodología | 60 |
| 4.2.1 Área de estudio | 60 |
| 4.2.2 Datos MODIS | 60 |
| 4.2.3 Definición de la convección profunda | 61 |
| 4.2.4 Datos CHIRPS | 62 |
| 4.3 Resultados y discusión | 63 |
| 4.3.1 Distribución espacial de la fracción de nube | 63 |
| 4.3.2 Convección profunda y eventos extremos | 65 |
| 4.3.3 Análisis por subregiones | 69 |
| 4.3.4 Variabilidad interanual de la convección profunda | 72 |
| 4.4 Conclusiones | 74 |

Capítulo 5

| | |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| Análisis numérico del efecto de la orografía compleja en la generación de tornados en México | 76 |
| 5.1 Introducción | 77 |
| 5.2 Descripción de los casos de estudio | 80 |
| 5.2.1 Tornado de Ciudad Acuña, Coahuila | 80 |
| 5.2.2 Tornados de Zapotiltic, Jalisco | 80 |
| 5.3 Datos, métodos y configuración del modelo | 81 |
| 5.4 Validación de las simulaciones numéricas | 83 |
| 5.5 Análisis del caso extremo: “Tornado de Cd. Acuña” | 84 |
| 5.5.1 Análisis sinóptico | 84 |
| 5.5.2 Imágenes de radar y satélite | 86 |
| 5.5.3 Características modeladas en superficie | 88 |
| 5.5.4 Vientos asociados a la tormenta | 90 |
| 5.5.5 Índices de inestabilidad | 92 |
| 5.6 Análisis de los casos típicos: “Tornados en Zapotiltic” | 94 |
| 5.6.1 Análisis sinóptico | 94 |
| 5.6.2 Imágenes de satélite | 95 |
| 5.6.3 Características modeladas en superficie | 97 |
| 5.6.4 Efecto orográfico e índices de inestabilidad | 100 |
| 5.6.5 Procesos de convección profunda | 105 |
| 5.7 Conclusiones | 108 |

Capítulo 6

| | |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| Ocurrencia de tornados anticiclónicos en una región orográficamente compleja de México | 110 |
| 6.1 Introducción | 111 |

| | |
|--------------------------------------------------------|------------|
| 6.2 Área de estudio | 112 |
| 6.3 Metodología | 113 |
| 6.3.1 Colección de datos documentales | 113 |
| 6.3.2 Configuración del modelo | 113 |
| 6.4 Resultados | 114 |
| 6.4.1 Distribución espacial de tornados anticiclónicos | 114 |
| 6.4.2 Características ambientales modeladas | 117 |
| 6.5 Discusión | 120 |
| 6.6 Conclusiones | 123 |
| Conclusiones generales | 126 |
| Referencias | 133 |
| Anexos | 149 |

Resumen

Climatología y meteorología de tornados en México

La presente investigación exhibe las principales características de la tornadogénesis en México. Se expone una climatología actualizada de estos fenómenos y se relaciona con la variación estacional de las características ambientales prevalentes en el territorio mexicano. Con base en este análisis general, se establece a la región de influencia de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) como la zona de mayor ocurrencia de tornados en México. Dadas las peculiaridades de terreno complejo, las interacciones atmosféricas y la alta densidad de población en esta zona, se estudian, a través de datos de reanálisis, los patrones de circulación de escala sinóptica relacionados a la generación de tornados. Asimismo, se examinan y describen a través de productos satelitales del sensor MODIS, los mecanismos de convección profunda asociados a estos eventos de tiempo severo. Se explora, a través del modelo WRF-ARW, el rol del terreno complejo en la generación de condiciones inestables precedentes a la formación de tornados no-supercelda en el centro de México. Los resultados muestran, además del importante rol de las circulaciones locales moduladas mayormente por la orografía, que los tornados en esta zona poseen una misma probabilidad de giro ciclónico o anticiclónico, lo que contradice a lo reportado por la literatura. Finalmente, los mecanismos de tornadogénesis encontrados en la región centro de México, se comparan con los obtenidos en un tornado supercelda al noreste del territorio, identificando diferencias importantes. Los tornados en México exhiben características únicas de generación, distribución y ocurrencia. El estudio de las condiciones bajo las que estos fenómenos se han documentado en el país busca el entendimiento de los mecanismos involucrados en su formación, desarrollo y futura predicción.

Palabras clave: tornados, climatología, meteorología, efecto orográfico, convección profunda.

Abstract

Climatology and meteorology of tornadoes in Mexico

The present research shows the principal characteristics of tornadogenesis in Mexico. It exposed an updated climatology of these phenomena and related to the seasonal variability of environmental features that prevail in Mexican territory. This general analysis reveals that the influence region of the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB) as the zone with the highest occurrence of tornadoes in Mexico. Given the particularities of the complex terrain, the atmospheric interactions and, the high population density in the TMVB, the synoptic patterns related to the generation of tornadoes are studied from reanalysis data. Likewise, the mechanisms of deep and moist convection associated with these severe weather events are examined through the satellite products of MODIS data. Through the application of the WRF-ARW model, the role of the complex terrain in the generation of instability conditions precedent to the formation of non-supercell tornadoes in central Mexico is explored. The results show that the tornado phenomenon in this region has the same probability of cyclonic or anticyclonic rotation, which contradicts previous literature. Local circulations in the complex orography play a vital role in this process. The mechanisms of tornadogenesis found in the central region of Mexico are compared to those obtained from a supercell event in the northeast portion of the territory. It was possible to identify essential differences. The tornadoes in Mexico exhibit unique features in the sense of generation, distribution, and occurrence. The study of the meteorological conditions under which these phenomena occur is a relevant issue. The documented tornadoes in the country seek the understanding of the mechanisms involved in their formation, development, and future prediction.

Keywords: tornadoes, climatology, meteorology, orographic effect, deep convection.

Introducción general

Los tornados se clasifican como la manifestación más violenta del tiempo severo. Debido a su rápido desarrollo y mínima capacidad de predicción son catalogados como fenómenos naturales potencialmente desastrosos. Además, se consideran dentro de los desastres relacionados con el viento, como uno de los más letales en el mundo (Kelmenson, 2006) . Si bien existen importantes avances en el entendimiento de los tornados, la implementación práctica de dichos conocimientos está limitada por la comprensión de algunos de los aspectos más relevantes en su formación, desarrollo y predicción (Davies-Jones, Traap, & Bluestein, 2001; Doswell & Burgess, 1993).

Los tornados en México son más comunes de lo que se pensaba. Sin embargo, se han realizado pocas investigaciones a nivel nacional para tratar de explicar los diversos mecanismos involucrados en su formación, lo que ha ocasionado un desconocimiento general sobre estos fenómenos. Dicha problemática no única en su tipo, ya que la falta de atención sobre la variabilidad regional de los mecanismos de tornadogénesis también se ha observado en otras partes del mundo (Golden & Adams, 2000). Tal situación ha ocasionado, en el contexto nacional, la falta de programas enfocados en la reducción del riesgo de desastre por este fenómeno natural, como ya lo existe, por ejemplo, para huracanes y terremotos.

Una de las características común, y quizá erróneamente asociadas a la formación de tornados, es su desarrollo sobre superficies relativamente planas. En dicho ambiente, la interacción de los diversos elementos involucrados en su origen y desarrollo se ve simplificada. Con la orografía compleja se añade un elemento estático al análisis que funciona como forzante para las diferentes interacciones que conllevan a la inestabilidad atmosférica, y posteriormente, al desarrollo de tornados (Bluestein, 2000; Dotzek, 2001). En México, el paisaje de terreno complejo es muy común, por lo que algunos de los elementos característicos de la tornadogénesis requieren ser reanalizados.

Asimismo, por su localización geográfica, el territorio mexicano posee características de las regiones climáticas tropical y templada norte. Es por ello que fenómenos típicos de estas zonas como los ciclones, las ondas tropicales y los sistemas frontales, se registran cada año en el país (Vivó-Escoto, 2014). Es importante mencionar que, tales sistemas, además de conferir las características climáticas a las diversas regiones del país, se pueden asociar a la

generación de condiciones inestables y eventos extremos (Englehart & Douglas, 2001; Pineda-Martínez & Carbajal, 2009).

A esta situación, se añaden grandes extensiones del territorio con interacciones océano – atmósfera, donde los flujos de humedad y la forma en que estos interactúan con la orografía prevalente resultan importantes para la modulación de las condiciones que pueden desencadenar tormentas severas, necesarias para la generación de tornados. En este sentido, estudios previos señalan a la porción central de México como la región donde se han registrado mayor cantidad de tornados (León-Cruz, 2015). Considerando que estos fenómenos pueden utilizarse como un marcador del tiempo severo, y que existen dentro de regiones con características de terreno complejo y alta densidad de población, se plantearon lo siguientes objetivos:

- 1) Desarrollar una climatología actualizada de tornados en México a partir de la literatura existente y los datos propios.
- 2) Establecer los patrones de escala sinóptica asociados a la formación de tornados a lo largo de la Faja Volcánica Transmexicana.
- 3) Describir la relación entre eventos de convección profunda y la formación de tornados en el área de estudio.
- 4) Identificar el rol de la orografía compleja y las circulaciones locales en la generación de tornados en la porción central del país.

La hipótesis de este trabajo de investigación propone que la componente de orografía compleja, dominante en el área de la Faja Volcánica Transmexicana, ligada a forzantes de escala sinóptica y elementos de circulación local, resultan esenciales en el desarrollo de condiciones inestables y la generación ocasional de tornados.

La motivación del estudio parte, en primer lugar, de la escasa literatura especializada sobre la formación de tornados sobre orografía compleja. Dicha situación es resultado de la gran importancia que, históricamente, se le ha prestado a la región de las Grandes Llanuras de los Estados Unidos (EE. UU.). Si bien algunas investigaciones sobre este tema se han llevado a cabo en distintas partes del mundo (p. ej. Bosart, Siemon, LaPenta, & Dickinson, 2006; Homar, Gayà, Romero, Ramis, & Alonso, 2003; Matsangouras, Pytharoulis, & Nastos,

2014), parte de los elementos descritos en estos estudios no están presentes en el territorio mexicano.

Por otro lado, se encuentra el hecho de que la mayor parte de la actividad tornádica registrada en el país es del tipo no-supercelda. Sobre este tema, algunos modelos esquemáticos de formación se han propuesto desde finales de los 80s (Davies, 2002; Lee & Wilhelmson, 1997; Wakimoto & Wilson, 1989). No obstante, poco se ha explorado sobre influencia del terreno complejo y las circulaciones locales en su generación.

Actualmente no existe una caracterización suficiente de los tornados a nivel nacional. A pesar de que existen algunos estudios sobre estos fenómenos (p. ej. Barrett, Farfán, Raga, & Hernández, 2017; León-Cruz, Carbajal, & Pineda-Martínez, 2017; Macías-Medrano & Avendaño-García, 2014; Velasco-Fuentes, 2010), este tema ha sido, en términos generales, poco abordado por la academia mexicana. Dicha situación ha resultado en un importante vacío de información, que busca ser atacado por los elementos planteados en la presente tesis. Es importante mencionar que, pese a que existen pocos países en el mundo con extensa literatura sobre este particular fenómeno natural, investigaciones previas en el territorio mexicano sugieren que debe prestarse mayor atención al fenómeno, tanto por las implicaciones que estos tienen en la gestión del riesgo de desastres, como por su peculiar comportamiento.

El siguiente trabajo de tesis se divide en 6 capítulos. La revisión de literatura se expone en el capítulo uno. El capítulo dos se centra en la climatología de tornados en México. Los ambientes de escala sinóptica asociados a la formación de tornados son descritos en el capítulo tres. Los procesos de convección profunda y su relación con la tornadogénesis son analizados en el capítulo cuatro. En el capítulo cinco se exponen diferentes experimentos numéricos realizados con el modelo WRF a fin de analizar el rol de la orografía compleja en la tornadogénesis. El capítulo seis se enfoca a la formación de tornados anticiclónicos, y, finalmente, se muestran las conclusiones generales y el trabajo a futuro.

Capítulo 1

Revisión de literatura

1.1 Características generales

Un tornado se define como una columna de aire en rotación, en contacto con la superficie, que pende de una nube cumuliforme y a menudo, pero no siempre, visible como una nube embudo y/o escombros/polvo en circulación sobre el suelo (AMS, 2019). Estos fenómenos pueden ocurrir en prácticamente todo el mundo, exceptuando la Antártica (Goliger & Milford, 1998). Estados Unidos (EE. UU.) es el país con mayor cantidad de eventos reportados, promediando alrededor de 1200 casos por año a partir del año 2000 (Verbout, Brooks, Leslie, & Schultz, 2006).

Por su rápido desarrollo y mínima capacidad de predicción, los tornados se consideran fenómenos naturales potencialmente desastrosos. En casos extremos, pueden producir vientos en superficie de más de 140 m s^{-1} ($\sim 504 \text{ km h}^{-1}$). El diámetro promedio del vórtice en un tornado es de $\sim 100 \text{ m}$ (aunque en casos extremos puede llegar a medir hasta 2 km) y aun cuando el embudo de condensación no llega a ser visible hasta la superficie, pueden producir daños significativos (Davies-Jones, Traap, & Bluestein, 2001). La velocidad de traslación de un tornado es una de las características que le confieren su capacidad destructiva, pudiendo alcanzar $\sim 20 \text{ m s}^{-1}$. Su duración puede ir, dependiendo del tipo de evento, de unos pocos segundos hasta más de una hora, siendo 10 minutos el tiempo promedio (Bluestein, 2013).

Existen diferentes escalas para la clasificación de los tornados (Doswell, Brooks, & Dotzek, 2009). Las dos más conocidas han sido desarrolladas en los EE. UU., y son la escala Fujita (F) y la Escala Fujita Mejorada (EF) (Tabla 1.1). La primera está basada en la medición de la velocidad del viento, y tiene como ventaja su aplicación en cualquier lugar del mundo, independientemente de las prácticas de construcción (Fujita, 1971). No obstante, la medición de la intensidad del viento en los tornados es impráctica, lo que la convierte en una escala poco útil en la realidad. El segundo tipo de escala tiene como base la caracterización y cuantificación de los daños a partir de los cuales se estima la intensidad del viento (Potter, 2007). Esta sigue siendo, hasta la fecha, la mejor y más rentable forma de clasificar un

tornado. Como puntos negativos tiene su escasa aplicación en múltiples escenarios y la compleja relación que existe entre la velocidad del viento y los daños generados.

Tabla 1.1 Comparación de la intensidad del viento en rachas de 3 segundos entre la Escala Fujita y la Escala Fujita Mejorada. Elaboración propia basado en Fujita (1971) y Potter (2007). El área sombreada representa a los tornados violentos.

| Escala Fujita (F) | | Escala Fujita Mejorada (EF) | |
|--------------------------|-------------------|------------------------------------|-------------------|
| Número F | m s ⁻¹ | Número EF | m s ⁻¹ |
| 0 | 20 – 34 | 0 | 29 – 37 |
| 1 | 35 – 52 | 1 | 38 – 49 |
| 2 | 53 – 71 | 2 | 50 – 60 |
| 3 | 72 – 93 | 3 | 61 – 73 |
| 4 | 94 – 116 | 4 | 74 – 89 |
| 5 | 117 – 142 | 5 | > 89 |

La existencia de una colección oficial y organizada de datos sobre tiempo severo es fundamental para la identificación de amenazas y la planeación pública (Brooks & Doswell, 2000). Además, resulta útil para la identificación de posibles cambios en la frecuencia e intensidad de los eventos extremos como resultado del cambio climático. En este sentido, pocos países cuentan con una base de datos consistente. Esto se debe a cambios en el modo de registrar estos fenómenos o incluso a la forma de observarlos, lo que conlleva a efectos no meteorológicos dichas bases (Brooks, Carbin, & Marsh, 2014).

De acuerdo con esto, y a partir de reportes de daños, Brooks & Doswell (2000) examinan la ocurrencia de tornados en diferentes partes del mundo (Fig. 1.1). Se puede observar que, independientemente de la cantidad de reportes que cada país presenta, la curva de distribución en función de intensidades resulta muy parecida. Además, los autores identifican dos distribuciones características, la asociada a tornadogénesis supercelda (con eventos más violentos) y a no-supercelda (con eventos menos violentos). Al comparar dicho comportamiento de reportes alrededor del mundo con la base de datos de los EE. UU., y asumiendo que ésta es correcta, ellos discuten la posibilidad de estimar periodos de retorno de eventos extremadamente raros como tornados mayores a EF3.

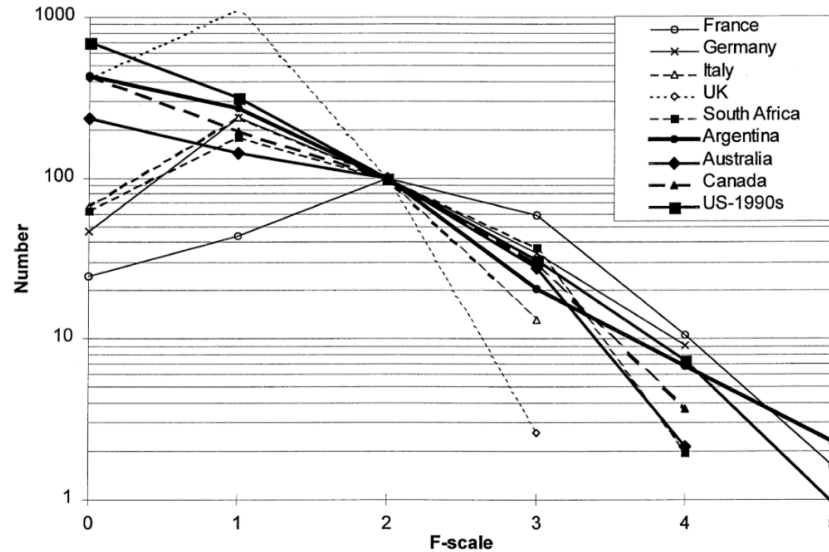


Figura 1.1 Distribución del número de tornados / (100 tornados F2) para países seleccionados. Tomada de Brooks & Doswell (2000).

Por otra parte, y como resultado de los ya mencionados efectos no meteorológicos en las bases de datos, algunas investigaciones se han centrado en el desarrollo de covariables. Dichos parámetros se miden de manera consistente en el espacio y el tiempo, y tienen alguna relación con el evento de interés. En este caso, relacionan las condiciones ambientales con la ocurrencia de tormentas severas y tornados significativos (Brooks, Carbin, & Marsh, 2014). Desde la aproximación planteada por Doswell, Brooks, & Maddox (1996); abundante humedad en superficie, fuertes gradientes térmicos verticales en niveles medios y cizalladura vertical del viento, son elementos necesarios para la generación de tormentas severas y superceldas, tipos de tormentas en las que los tornados significativos son más comunes.

En el contexto de los EE. UU., tales condiciones se reúnen especialmente en primavera y al este del país, cuando existe un suministro de aire cálido y húmedo del Golfo de México y una corriente en chorro en niveles medios asociada a las Montañas Rocosas, misma que produce fuerte cizalladura vertical del viento (Brooks, Lee, & Craven, 2003). A medida que el aire se desploma a sotavento de las Montañas Rocosas, este se calienta produciendo una vaguada. En respuesta a esta condición, vientos geostroficados de la superficie se mueven hacia el sur, y por influencia de la fricción, se vuelven hacia sureste, a la región de las Grandes Llanuras. A esta situación se le suma la advección de humedad desde el Golfo de México y la cizalladura vertical por fuertes vientos del oeste, sureste y noroeste, creando condiciones

favorables para la generación de tormentas convectivas severas. Es importante mencionar que incursiones periódicas de aire frío detrás de sistemas frontales actúan para eliminar la inestabilidad potencial necesaria para la formación dichos sistemas de tormenta (Bluestein, 2013). Si bien en la porción central de los EE. UU. dichas condiciones son más frecuentes, éstas también se pueden encontrar en otras partes del mundo (Fig. 1.2).

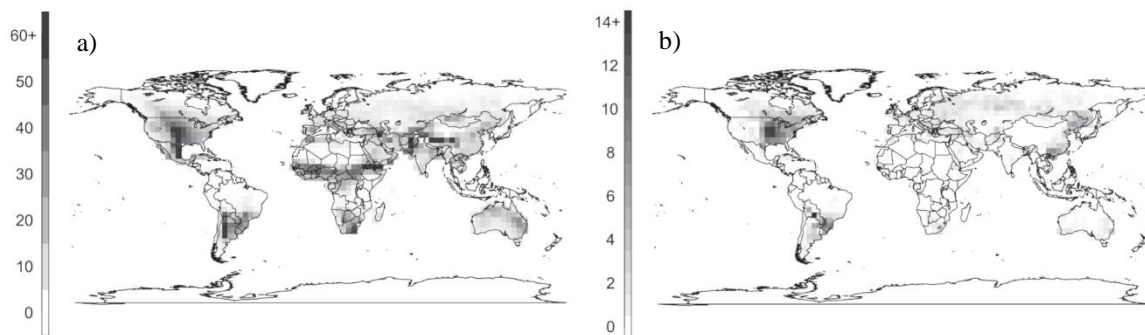


Figura 1.2 Días por año con parámetros favorables para el desarrollo de (a) tormentas severas y (b) tornados significativos (mayores a F2) alrededor del mundo. Tomada de Brooks, Lee, & Craven (2003).

Acerca del proceso de iniciación de las tormentas se pueden señalar dos mecanismos generales. El primero de ellos consiste en la línea seca que separa el aire húmedo y relativamente fresco del Golfo de México, del aire continental seco y más cálido que ha tenido contacto con un terreno más alto hacia el oeste. Si bien se mencionó que el aire frío detrás de los sistemas frontales puede inhibir el proceso convectivo, el segundo mecanismo de generación de tormentas es aquel que puede iniciarse a lo largo de los frentes y límites de flujos de salida (frentes de racha/ráfaga), donde el movimiento ascendente es impulsado por las circulaciones verticales de mesoescala en los bordes delanteros de dichos sistemas (Bluestein, 2013).

Dado que el entendimiento de los tornados no es tan bueno como el de las tormentas severas, se debe tener precaución al momento de hablar de zonas favorables para la generación de tornados. La extrema simplificación cuando se habla de tornadogénesis como el resultado de un “choque de masas” (Schultz, Richardson, Markowski, & Doswell, 2014); así como la omisión elementos a escala de tormenta, ha complicado el establecimiento de escenarios de riesgo ante tornados.

No obstante, algunos intentos se han realizado. Por ejemplo, Brooks, Lee, & Craven (2003) estiman el total de días por año con parámetros favorables para el desarrollo de tornados

significativos por medio de sondeos virtuales derivados de datos de reanálisis (Fig. 1.2). Ayudados de variables como la energía potencial disponible para convección (CAPE), gradientes térmicos verticales entre los 2 – 4 km sobre la superficie y, umbrales para la cizalladura vertical del viento, ellos logran establecer posibles zonas para el desarrollo de tornados. Si bien dichas zonas se localizan dentro de las regiones del mundo donde se tienen registros importantes de estos fenómenos, los autores aclaran las limitaciones de su estudio, como es la baja cantidad de variables utilizadas.

1.2 Clasificación de tornados

Los tornados se clasifican según el tipo de tormenta a partir de la cual se generan en: superceldas (tipo I), sistemas convectivos cuasilineales (tipo II) y vórtices localizados de convección y cizalladura (tipo III) (Agee, 2014; Agee & Jones, 2009) (Fig. 1.3). Las razones para dicha clasificación son los variados mecanismos de tornadogénesis y los diferentes ambientes de tormenta asociados. En el contexto nacional, tornados supercelda se han observado en la porción noreste del país, siendo también los que mayores de daños han causado. Los de tipo II, aunque relativamente raros, se han verificado en el sureste del territorio, principalmente sobre la Península de Yucatán y asociados a líneas de turbonada. Por su parte, los tornados de tipo III se han documentado en gran parte del país, principalmente en la porción central a lo largo de la Faja Volcánica Transmexicana.

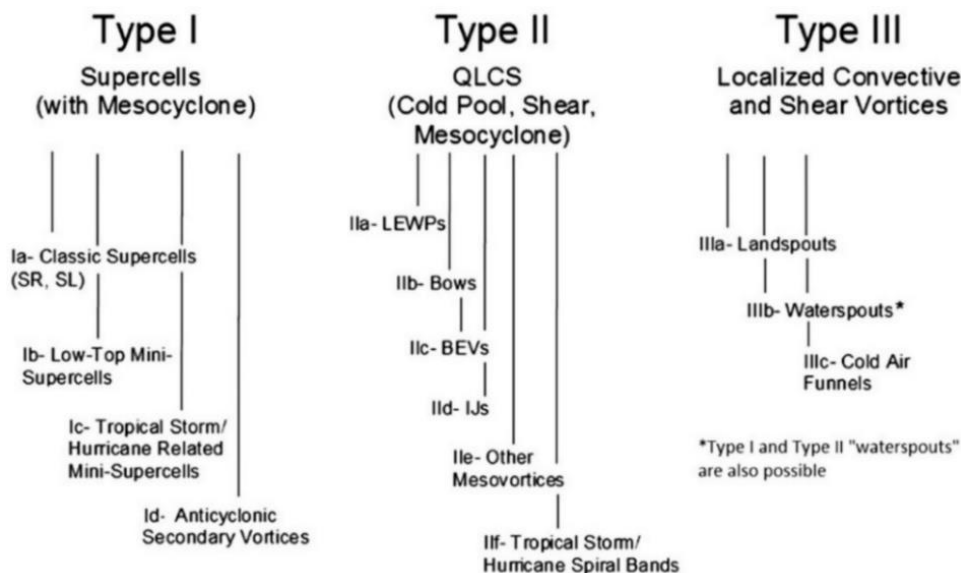


Figura 1.3 Taxonomía de los tipos de tornados. Tomada de Agee (2014).

1.2.1 Tornadogénesis supercelda

Toda formación de tormentas, independientemente de si son tornádicas o no, requieren una atmósfera inestable. En este ambiente, al aire que asciende se vuelve más cálido que su entorno, por lo que aumenta su flotabilidad, lo que además propicia la aceleración vertical de las parcelas de aire. Tal flotabilidad es adquirida principalmente por efectos de condensación, cuando el aire se satura durante su ascenso (Markowski & Richardson, 2013).

La formación de los tornados de tipo I, comúnmente llamados supercelda o mesociclónicos, suele dividirse en tres etapas. La primera de ellas tiene que ver con el desarrollo de la rotación en altura, es decir, la formación de un mesociclón (Fig. 1.4). En primera instancia debe existir una variación horizontal de los vientos con la altura, lo que se conoce como cizalladura vertical y que produce un campo de vientos rico en vorticidad horizontal. Cuando las parcelas de aire cálido y húmedo que sostienen la corriente ascendente principal de la tormenta se conjugan con un campo de viento con cizalladura vertical, adquieren lo que se conoce como vorticidad de flujo (Markowski & Richardson, 2013). A raíz de esto, la vorticidad horizontal se vuelve vertical a medida que estas parcelas se integran a la corriente ascendente, y la influencia colectiva de tales parcelas giratorias con sus alrededores da lugar al desarrollo del mesociclón. Un mesociclón mide alrededor de 5 – 10 km de ancho, se extiende entre 3 – 7 km sobre el suelo y posee valores de vorticidad vertical de alrededor de 10^{-2} s^{-1} (Markowski & Richardson, 2014). Cabe mencionar que la inclinación vertical de la vorticidad no causa por sí misma el tornado, dado que esta no se produce cerca del suelo.

La segunda fase tiene que ver con el desarrollo de la rotación cercana a la superficie. Para ello, la corriente descendente de la tormenta es fundamental (Fig. 1.4). El aire que se hunde dentro dicha corriente es generalmente más frío que su entorno y al llegar al suelo se separa del sistema de tormenta como un flujo de salida. El borde delantero de este flujo se conoce como frente de racha/ráfaga (Markowski & Richardson, 2013) y produce vorticidad horizontal en los niveles inferiores (vorticidad baroclínica) debido al gradiente horizontal de temperatura. Tal vorticidad puede ser comparable, o incluso superar la vorticidad horizontal ambiental asociada a la cizalladura vertical del viento (Markowski & Richardson, 2014). Cuando alguna parcela de aire con tales características de vorticidad cercana a la superficie entra a la región descendente de la supercelda, el campo de viento que la rodea puede inclinarla verticalmente (Markowski & Richardson, 2014).

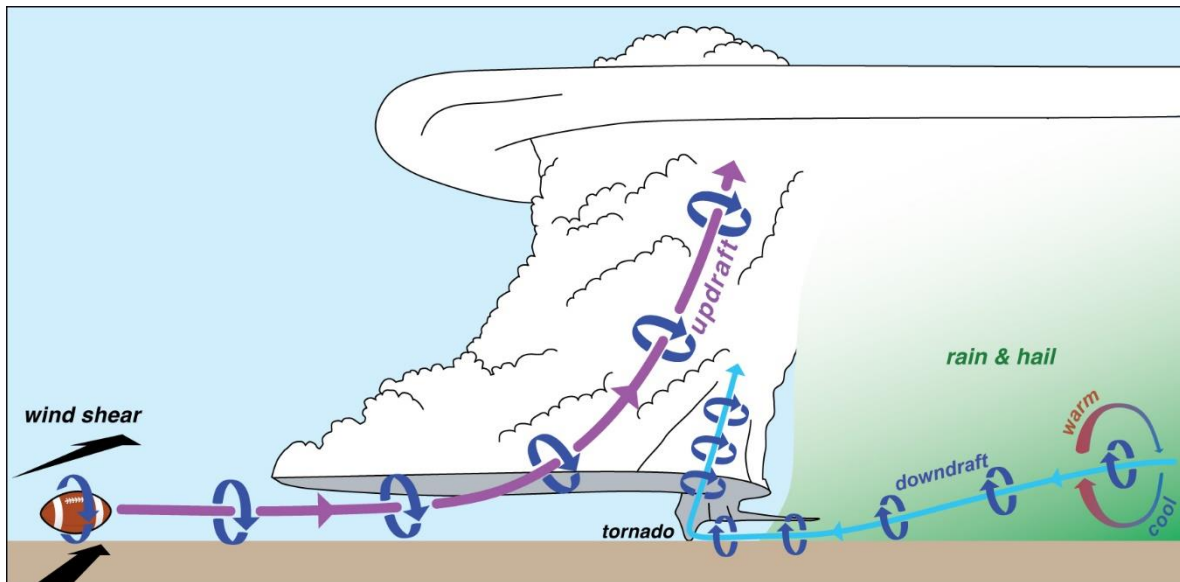


Figura 1.4 Modelo esquemático de formación de un tornado tipo I. Las diferentes fases de formación están marcadas como pasos 1, 2 y 3. Tomada de <https://sites.psu.edu/pmarkowski/how-tornadoes-form/>.

El tercer y último paso se refiere a la intensificación de la rotación cercana a la superficie, ya que, sin ésta, el tornado no se formaría (Fig. 1.4). Esto resulta gracias a la conservación del momento angular, es decir, al estiramiento de la vorticidad (Markowski & Richardson, 2014). Para que esto suceda se requieren dos elementos, que las parcelas de aire descendente no sean demasiado frías y/o que la corriente ascendente debe tener un efecto de succión inusualmente fuerte. En este sentido, entre menor sea la temperatura del aire descendente, menor flotabilidad tendrá y más complicado será acelerarlo verticalmente. En términos prácticos, entre menor sea el gradiente térmico (sólo un par de grados centígrados) mayor será el potencial (Markowski & Richardson, 2013). Por otro lado, las superceldas poseen un gradiente de presión o efecto de succión dinámica a bajas altitudes, mismo que ayuda a la contracción del momento angular por debajo del mesociclón. Dicha fuerza de succión dinámica está bien correlacionada con la intensidad de la cizalladura vertical del viento en baja altitud, pudiendo variar, en casos extremos, entre los $20 - 1 \text{ m s}^{-1}$ en el primer kilómetro (Markowski & Richardson, 2014). Uniendo los efectos de mesociclón en niveles medios, vorticidad en niveles inferiores y el proceso de estiramiento de dicha vorticidad, se tiene como resultado la formación de un típico tornado tipo I.

Estos eventos abarcan todo el espectro de intensidades, desde los clasificados como EF0 hasta EF5. Se desarrollan en la etapa madura de la tormenta, son relativamente fáciles de

identificar en radares meteorológicos y se presentan en ambientes con propiedades combinadas de altos valores de CAPE y helicidad relativa a la tormenta (SRH) (Agee & Jones, 2009). La presencia de trombas marinas también es posible en estos sistemas. Además, ambientes relacionados a huracanes pueden producir tornados de este tipo a partir de superceldas poco profundas (McCaul & Weisman, 1996). Aunque muchos avances en el entendimiento de estos fenómenos se han desarrollado en los últimos años, algunos de los aspectos más relevantes en su formación son, todavía, preguntas abiertas.

1.2.2 Tornadogénesis en sistemas convectivos cuasilineales

Este tipo de eventos se caracterizan por ser producidos dentro de sistemas convectivos cuasilineales (QLCS). Los QLCS son sistemas convectivos de mesoescala (MCS) que ha tomado la forma de una línea de turbonada o un eco en forma de arco (Agee & Jones, 2009). Pueden ser tan violentos como un tornado tipo I, aunque difícilmente superan la categoría EF4. Existen diferentes hipótesis sobre los procesos involucrados en la inclinación de la vorticidad en este tipo de tornados (Schenkman & Xue, 2016). En la primera, el proceso se inicia en niveles inferiores por la inclinación dentro de la corriente descendente de la vorticidad horizontal generada baroclínicamente. Dicha vorticidad horizontal puede estar asociada, o bien al flujo de entrada en la etapa madura del sistema, o al flujo de salida en la corriente descendente. Al comenzar el proceso de inclinación se forman regiones de circulación ciclónica al sur y anticiclónica al norte (Fig. 1.5 a) (Trapp & Weisman, 2003), justo detrás del frente de racha. El rol jugado por la corriente descendente asociada a la región de máxima precipitación en la inclinación de la vorticidad también se ha discutido previamente (Wakimoto, Murphey, Davis, & Atkins, 2006). En este tipo de eventos, la vorticidad planetaria ayuda al estiramiento vertical, por lo que el forzamiento de Coriolis es crítico su formación, intensificando los vórtices ciclónicos y atenuando los anticiclónicos (Trapp & Weisman, 2003).

La segunda hipótesis sugiere que un máximo en el flujo de salida, justo detrás del frente de ráfaga, provoca la aparición de una protuberancia frontal que ayuda a la inclinación de la vorticidad baroclínicamente inducida (Fig. 1.5 b). La convergencia mejorada, asociada con esta protuberancia del frente de ráfaga, provoca el desarrollo de una mejora localizada en la corriente ascendente, misma que arquea las líneas de vórtice y conduce a las circulaciones

ciclónica y anticiclónica. De nuevo, la fuerza de Coriolis favorece el incremento de la circulación ciclónica en el hemisferio norte (Atkins & St. Laurent, 2009). Cabe mencionar que ambos modelos conceptuales fueron establecidos a partir de simulaciones numéricas, y que no son posibles sin un alto grado de especulación. Recientes investigaciones han señalado, además de los elementos previamente establecidos, el rol del arrastre en superficie en la generación de estos mesovórtices (Xu, Xue, & Wang, 2015).

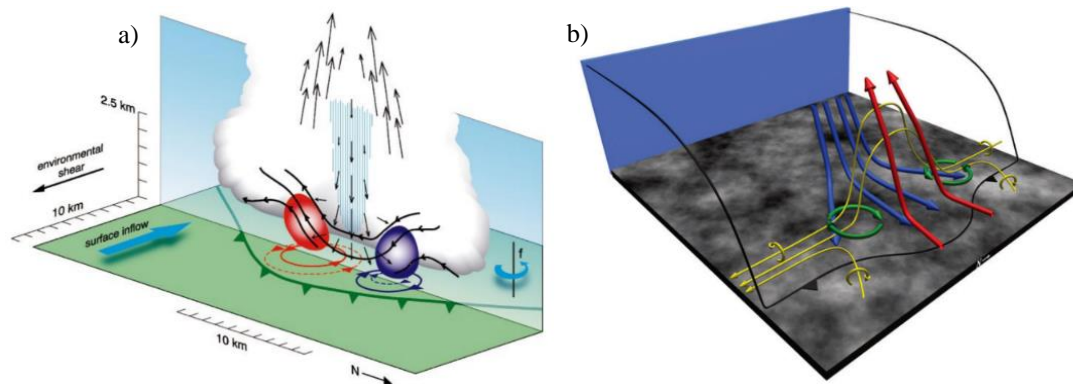


Figura 1.5 Modelos esquemáticos de formación de un tornado tipo II. Tomada de Trapp & Weisman (2003) y Atkins & St. Laurent (2009).

1.2.3 Vórtices localizados de convección y cizalladura

Los tornados tipo III o no-supercelda (NST) son descritos como eventos de corta duración y limitada capacidad de daño, con un mecanismo de formación similar a los embudos de núcleo/aire frío (Burgess & Donaldson, 1979; Cooley, 1978). Las firmas de radar son prácticamente inexistentes en este tipo de fenómenos, ya que se desarrollan en las etapas iniciales de la formación de tormentas y como resultado de inestabilidad por cizalladura (Burgess & Donaldson, 1979; Carbone, 1983).

El término “landspout” es el que comúnmente se les otorga a estos fenómenos (Bluestein, 1985), siendo la variedad más común de NST. Pueden desarrollarse bajo nubes torre-cúmulos y/o cumulonimbos, donde el estiramiento de la vorticidad vertical se da en la intersección de los flujos de salida (Bluestein, 1985; Brady & Szoke, 1988). En este tipo de tornados, la vorticidad vertical se origina en niveles bajos debido a la cizalladura del viento a lo largo de un límite de convergencia. Cuando la vorticidad vertical en superficie se encuentra con la corriente ascendente local que alimenta a la nube convectiva, esta funciona como el principal mecanismo de intensificación de tales vórtices y la formación del tornado (Roberts & Wilson,

1995; Wakimoto & Wilson, 1989) (Fig. 1.6). Dicha vorticidad vertical de pequeña escala es definida como misociclón, va de alrededor de 40 m hasta los 4 km (Brady & Szoke, 1989; Fujita, 1981) y es resultado de la inestabilidad de corte horizontal (Lee & Wilhelmson, 1997a).

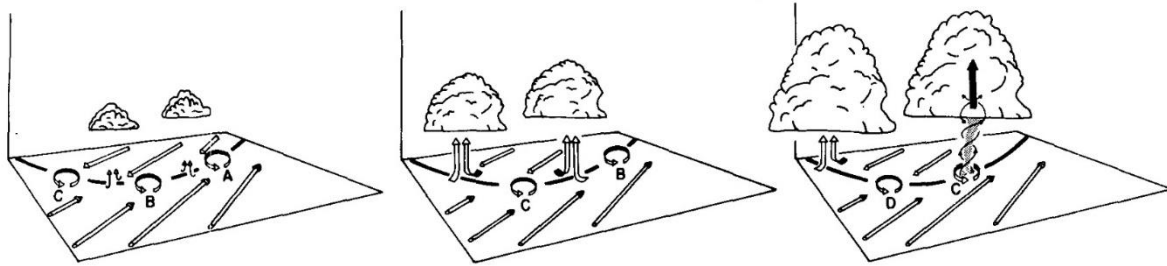


Figura 1.6 Modelo esquemático del ciclo de vida de tornados no-supercelda. La línea en negro indica la posición del límite de convergencia detectable en el radar. Los vórtices de niveles bajos se etiquetan con letras. Tomada de Wakimoto & Wilson (1989).

El proceso de formación de un tornado no-supercelda se describe en seis pasos (Fig. 1.7) (Lee & Wilhelmson, 1997b). Todo comienza cuando un límite de convergencia (p. ej., un flujo de salida de una tormenta o un frente frío) se encuentra con un campo de viento de bajo nivel que posee una componente de movimiento dirigida en paralelo al borde delantero del límite de convergencia. Dicha interacción crea una zona de transición estrecha de corte horizontal alineada a lo largo del borde delantero que se conoce como hoja o lámina de vórtice (Fig. 1.7). La inestabilidad de corte horizontal se dispara a lo largo de esta lámina de vórtice por las perturbaciones presentes en el borde delantero. A medida que se desarrollan las inestabilidades de corte horizontal, la lámina de vórtice se enrolla junto con el borde delantero del límite de convergencia (Fig. 1.7).

Una vez que la mayor parte de la vorticidad vertical a lo largo de la lámina se ha concentrado de manera efectiva en las inestabilidades de corte horizontal, comienza la etapa de fusión (Fig. 1.7) o misociclones de primera generación. En este paso, dos interacciones son comunes: cuando ambos vórtices poseen una fuerza similar y terminan por fusionarse, o cuando el vórtice más fuerte extrae la vorticidad de su vecino más débil. Conforme el misociclón se intensifica, produce un patrón asimétrico de convección húmeda a lo largo del borde delantero del límite de convergencia. La convección profunda por encima de los

misociclones está soportada por parcelas de aire que se originan cerca de la superficie y que se elevan mediante corrientes ascendentes impulsadas, tanto por el misociclón de bajo nivel, como por la convergencia sub-nube. A medida que las tormentas se desarrollan, la vorticidad vertical se redistribuye desde la capa límite hasta niveles intermedios de la tormenta a través de advección vertical por el misociclón acoplado y la corriente ascendente de la tormenta. La etapa temprana de un tornado no-supercelda se da cuando se produce el estiramiento de la vorticidad de niveles bajos tanto por la afluencia inducida por la fricción en superficie como por la convergencia sub-nube, mismas que intensifican las circulaciones del misociclón.

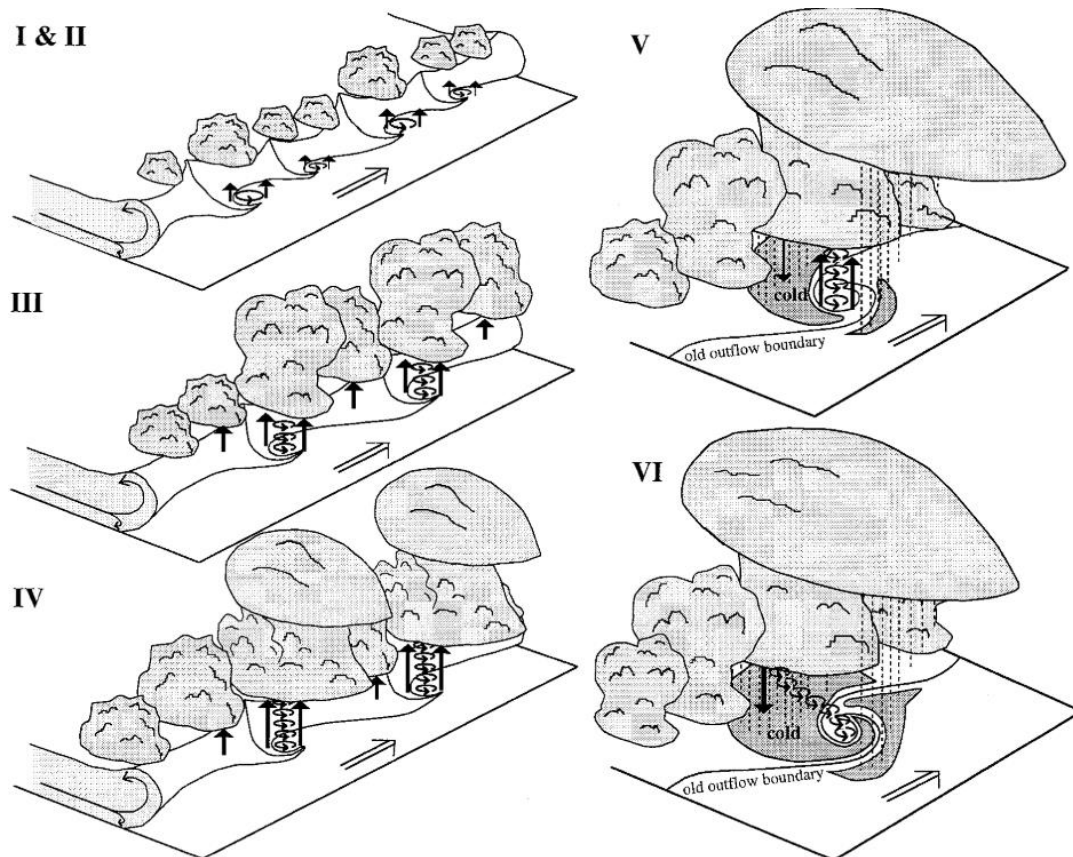


Figura 1.7. Representación esquemática del ciclo de vida de un tornado no-supercelda. Tomada de (Lee & Wilhelmson, 1997b).

En la etapa madura de un NST, los vórtices están sostenidos, principalmente, por la vorticidad vertical transportada de niveles cercanos a la superficie hacia la circulación del tornado, desde una lámina de vórtice a lo largo de un límite de convergencia. Un mecanismo de mantenimiento secundario es la entrada de vorticidad vertical producida por la inclinación de la vorticidad horizontal de bajo nivel que se produce al lado sureste del sistema. La fase

más intensa de un NST ocurre al mismo tiempo que aparecen nuevas piscinas frías inducidas por la precipitación, lo que aumenta el grado de convergencia de bajo nivel e incrementa significativamente el estiramiento del vórtice asociado en la periferia del NST (Fig. 1.7). Finalmente, el tornado se disipa a medida que la corriente descendente se fortalece, creando un ambiente de flotabilidad negativa que rodea la circulación, dando como resultado un movimiento hacia abajo y difuso.

Algunas consideraciones se deben tener en cuenta en el estudio de NST (Davies, 2002; Lee & Wilhelmson, 2000). Por ejemplo, es necesaria la preexistencia de cizalladura horizontal a lo largo de un límite de convergencia sobre el cual las tormentas se desarrollen rápidamente; es vital la presencia de valores moderados/altos de CAPE, así como bajos valores inhibición convectiva (CIN) en niveles bajos; la fusión de misociclones aumenta la probabilidad de formación de NST, situación que puede ser inferida por medio de radares; y la tornadogénesis no-supercelda se da sobre una línea bien organizada de vórtices verticales, por lo que la presencia de un evento de este tipo debe ser señal de otros posibles a lo largo de todo el límite.

Capítulo 2

Tornados y ambientes de tormentas convectivas en México

Resumen

El presente estudio expone la climatología actualizada de tornados en México, basada en estudios previos y datos documentales propios. Para el periodo de análisis utilizado (2000 – 2018) se observa que la mayor actividad tornádica se ha registrado a lo largo de la Faja Volcánica Transmexicana, una zona orográficamente compleja en la porción central del país. La formación de tornados y trombas marinas resulta más común en primavera y verano, mostrando un ligero desfase con respecto al periodo lluvioso en México. Tal comportamiento estacional es acompañado con una tendencia de desplazamiento este – oeste. Tomando como referencia los últimos 5 años de análisis, se promedian alrededor de 45 reportes anuales, y una tendencia de incremento, misma que se relaciona al mayor acceso a las tecnologías de la información. A través del procesamiento de 40 años de datos de reanálisis ERA-Interim, se examina la variación estacional de diferentes índices de inestabilidad y parámetros ambientales relacionados con la formación de tormentas severas y tornados. Los resultados muestran el rol transcendental de los océanos como fuentes de humedad (p. ej. patrones de viento, temperatura del punto de rocío). Se identifica una correlación entre el terreno complejo y los procesos de inestabilidad a través de convección forzada (p. ej. índices K y Gálvez-Davison) y se localiza una región con potencial de formación de tormentas supercelda al noreste de México (p. ej. CAPE, cizalladura de la capa profunda). Finalmente, los resultados se comparan con mediciones satelitales en malla (p. ej. densidad de rayos LIS/OTD). El presente estudio busca el entendimiento de la distribución espaciotemporal de los tornados en México a través del análisis de datos documentales y su relación con parámetros ambientales.

Adaptación de:

León-Cruz J.F., Carbajal N. & Pineda Martínez L.F. (2019). *Tornadoes and severe convective environments in Mexico*. Manuscrito en preparación.

2.1 Introducción

El registro metódico de tornados es una tarea que compete, primordialmente, a las agencias nacionales oficiales. Algunos ejemplos de bases de datos bien estructuradas a nivel mundial son las establecidas en los Estados Unidos de América (EE. UU.), Canadá, España y Australia (AEMet, 2015; BoM, 2019; ECCC, 2018; NOAA, 2015). Existen otros proyectos a nivel continental, como es el caso de la Unión Europea (ESSL, 2018). Datos bien estructurados son necesarios para el entendimiento general de los procesos que conllevan a la formación de tornados. Además, resultan útiles para la creación de políticas públicas en busca de la reducción del riesgo de desastre ante dichos fenómenos.

El trabajo de recopilación de datos no es una tarea sencilla y diversos problemas se han documentado al respecto. Uno de ellos tiene que ver con los efectos no meteorológicos sobre las bases de datos, p. ej., por el cambio de énfasis y metodologías en la recopilación de informes o la forma de observar estos fenómenos (Brooks, Carbin, & Marsh, 2014). Otro tiene que ver con la falta de uniformidad en los estándares para la recopilación de datos (Brooks, Lee, & Craven, 2003). Además de las fuentes de error, especialmente en la sección daños (Brooks & Doswell, 2000). Todas estas circunstancias deben considerarse al momento de establecer el alcance, y por supuesto las limitaciones, de cualquier climatología de tornados basada, únicamente, en datos documentales.

Debido a las restricciones que las bases de datos poseen, ha surgido la necesidad de disponer de otro tipo de información que complemente a las observaciones documentales. En este sentido, los datos de reanálisis y productos satelitales se han mostrado como una opción asequible y confiable. Por ejemplo, Brooks, Lee, & Craven (2003) utilizan datos de reanálisis del NCEP/NCAR para la creación de pseudo sondeos y así estimar la distribución espacial de los ambientes de tormentas severas y tornados significativos a nivel mundial. Por otro lado Taszarek et al. (2018) y Romero, Gayà, & Doswell (2007) emplean el reanálisis de ERA-Interim para analizar, desde el punto de vista climático, aspectos relacionados a la convección profunda en Europa. Asimismo, Koukoku, Mills, & Timbal, (2009) y Tippett, Sobel, & Camargo (2012) analizan, a partir de índices derivados de diferentes conjuntos de datos de reanálisis, la distribución espaciotemporal de ambientes de tornado en Australia y en los EE. UU. Si bien fenómenos naturales como los tornados no pueden resolverse con los modelos

climáticos, se ha demostrado que algunos de los entornos en los que ocurren sí pueden predecirse.

En México no existe, al menos hasta el término de la presente investigación, una base de datos bien estructurada sobre tornados, mantenida por el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) o el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED). Esfuerzos aislados se han realizado en busca del registro de estos fenómenos naturales, ya sea a partir de climatologías o estudios de caso (Barrett, Farfán, Raga, & Hernández, 2017; Carbajal, León-Cruz, Pineda-Martínez, Tuxpan-Vargas, & Gaviño-Rodríguez, 2019; García, 2009; León-Cruz, 2013, 2015; León-Cruz, Carbajal, & Pineda-Martínez, 2017; Macías-Medrano & Avendaño-García, 2014; Velasco-Fuentes, 2010). Sin embargo, el comportamiento espaciotemporal de dichos fenómenos no es del todo claro.

En este contexto, el presente capítulo expone una actualización a la climatología de la actividad tornádica en México, utilizando datos documentales de investigaciones previas y los propios de esta tesis. Se define también el periodo de mayor actividad tornádica, así como la región espacial sobre la cuál estos fenómenos resultan habituales. Además, se analiza la variación estacional de diversos parámetros ambientales asociados a procesos de inestabilidad atmosférica por medio del procesamiento de 40 años de datos de reanálisis. Esta investigación busca establecer una relación entre los datos documentales sobre la ocurrencia de tornados y diversos parámetros ambientales asociados a la generación de tormentas convectivas severas en México.

2.2 Datos y métodos

2.2.1 Recopilación de datos documentales

Desde el punto de vista metodológico, la recopilación de informes de esta investigación se basó en la aproximación descrita por León-Cruz (2015). Además, se adoptó la terminología de la WMO (2016), definiendo dos tipos de evento: tornado (TO) y tromba marina (TM) (independientemente si esta última se formó sobre cualquier otro cuerpo de agua). Como fuentes de datos se emplearon: reportes oficiales del SMN, CENAPRED, así como unidades municipales y estatales de Protección Civil; información periodística en formato físico y digital; material de redes sociales y plataformas de vídeo como Facebook, Twitter y YouTube; y reportes directos de testigos oculares.

Los datos documentales de cada caso de TO/TM se evaluaron exhaustivamente con el objetivo de identificar reportes falsos. Para ello, se emplearon datos de percepción remota (principalmente de satélites geoestacionarios y en sólo unos pocos casos, de radar meteorológico). Además, se usaron plataformas digitales para la detección de imágenes duplicadas en la red, y se comparó la información entre las distintas fuentes reconocidas para un mismo informe.

Los datos recopilados para cada caso fueron: tipo de evento, fecha y hora, ubicación, posible trayecto, características como magnitud, máximo avance, duración, anchura de vórtice y dirección de giro, confirmación oficial por las dependencias gubernamentales, resumen de daños causados, fotografías y datos de la fuente. Como elemento añadido, se almacenaron en los casos disponibles, vídeos que sustentaran la ocurrencia del fenómeno. Dependiendo de la cantidad de información y la confiabilidad de esta, cada reporte de TO/TM se clasificó como evento confirmado, posible y probable. La base de datos final cuenta con una actualización mensual y está disponible con el autor bajo requisición.

2.2.2 Procesamiento de parámetros ambientales

Para el análisis estacional de las condiciones ambientales, se emplearon datos de reanálisis del European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). La base de datos seleccionada fue la ERA-Interim V2.0. Tal conjunto de datos cuenta con cobertura global disponible desde 1979 hasta la actualidad. El sistema de asimilación utilizado en su producción está basado en el Integrated Forecast System, cycle 31r2 (IFS – Cy31r2), versión 2006 (Berrisford et al., 2011). Este sistema de análisis cuenta con 4 dimensiones, resolución espacial base de alrededor de 80 km (con posibilidad de incrementarse) y 60 niveles verticales desde la superficie hasta 0.1-hPa. Dependiendo del tipo de variable e índice calculado, se emplearon datos en superficie y diferentes niveles isobáricos. Se utilizó la cobertura base (de nivel global) y una resolución espacial de 0.25°.

Como suplemento, se usó el conjunto de datos de climatología de rayos del NASA Global Hydrology Resource Center DAAC (Cecil, 2006). Estos utilizan dos sensores de detección de rayos: el Optical Transient Detector (OTD) montado sobre el Orbview-1 y el Lightning Imaging Sensor (LIS) montado sobre el satélite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). Las características de cobertura de ambos satélites, hace que la climatología

combinada sea más robusta en los trópicos y subtropicos, región donde se ubica la zona de análisis. Para este estudio, se empleó la climatología anual de cobertura global y en alta resolución (0.5°) (HRAC) (Cecil, Buechler, & Blakeslee, 2014).

Para ambos conjuntos de datos se definió un dominio espacial de 10° a 35° de latitud, y de -120° a -85° de longitud. En el caso de los datos de ERA-Interim se utilizaron 40 años (1979 – 2018) de promedios mensuales calculados a partir de promedios diarios. Con las medias mensuales de las diferentes variables se efectuaron los cálculos estacionales de invierno (Diciembre – Enero – Febrero, DEF), primavera (Marzo – Abril – Mayo, MAM), verano (Junio – Julio – Agosto, JJA) y otoño (Septiembre – Octubre – Noviembre, SON). Si bien el análisis de algunas variables se efectuó puntualmente (p. ej., el CAPE y la cobertura total de nube), otras fueron utilizadas para el cálculo de índices de inestabilidad (p. ej. el índice K y el Gálvez-Davison).

2.3 Climatología actualizada de tornados en México

2.3.1 Distribución geográfica

El total de reportes de TO/TM para el periodo 2000 – 2018 es de 378. El desglose por tipo de fuente se muestra en la Tabla 2.1. Los registros históricos previos al año 2000 (García, 2009) no fueron considerados debido a la carencia de información detallada. La información precisada en el reporte del impacto socioeconómico de los desastres del CENAPRED muestra sólo 8 eventos para el periodo 2000 – 2015 (CENAPRED, 2017). Dicho documento se utilizó en el proceso de validación y no como fuente primaria.

Tabla 2.1. Resumen de los datos utilizados.

| Periodo | 2000 – 2012 | 2007 – 2012 | 2012 – 2015 | 2015 – 2018 |
|-----------|------------------------------------------|-------------------|-------------------|--------------------|
| Reportes | 126 | 12 | 90 | 150 |
| Cobertura | México | Occidente | México | México |
| Fuente | (Macías-Medrano & Avendaño-García, 2014) | (León-Cruz, 2013) | (León-Cruz, 2015) | Esta investigación |

Se ha registrado actividad tornádica en todo el país, con excepción de la falta de informes en el estado de Morelos (Fig. 2.1). Las entidades federativas con mayor número de reportes son: el Estado de México, Veracruz, Chiapas, Tamaulipas y Quintana Roo. La porción central del

país que incluye a los estados de Tlaxcala, Puebla, Hidalgo y el Estado de México se alza como la más importante respecto al número de informes de TO. En este mismo rubro, destaca Tamaulipas, Chihuahua y Coahuila en la porción norte; y Chiapas en la región Sureste. Por otra parte, Quintana Roo lidera en cuanto a reportes de TM se refiere. Este tipo de fenómenos también se reportan en los estados del Pacífico: Jalisco, Michoacán, Oaxaca y Guerrero.

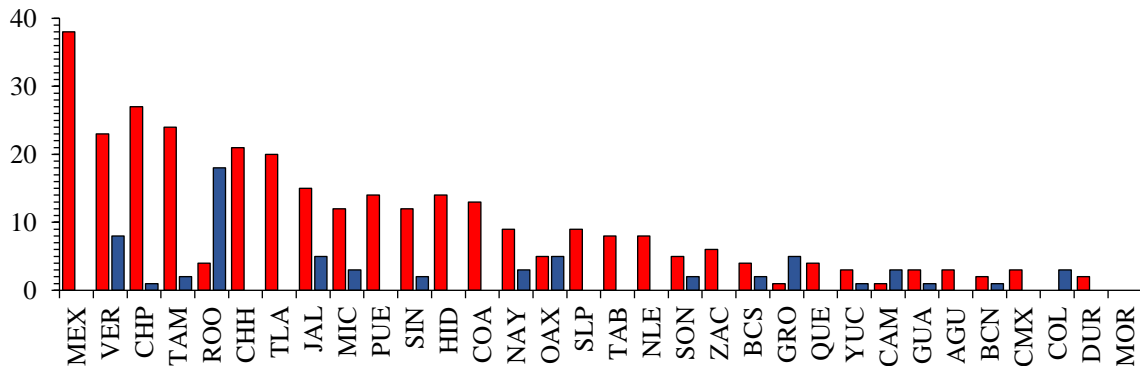


Figura 2.1 Distribución estatal de reportes de TO (barras en rojo) y TM (barras en azul).

Es evidente que, uno de los elementos relacionados a los reportes de tornados, es la orografía (Fig. 2.2 a). Algunos ejemplos se ubican en la planicie costera del Golfo de México que colinda al oeste con la Sierra Madre Oriental y la planicie costera del Pacífico Norte al este con la Sierra Madre Occidental. También están la planicie costera del Pacífico Sur con la Sierra Madre del Sur y la región de sureste del país con la Sierra de Chiapas. Finalmente, y más clara, la porción central del país ubicada al norte de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). También se localizan regiones planas y de baja altitud como la Península de Yucatán y la porción noreste de México.

Otra clara correlación se identifica entre las regiones de mayor densidad de población y las zonas de mayor cantidad de reportes de TO/TM (Fig. 2.2 b). Tal situación tiene dos implicaciones primordiales. La primera tiene que ver con la exposición al peligro, puesto que las zonas más densamente pobladas tienen, por definición, mayor probabilidad de ser dañadas. La segunda es la probable subestimación en el número total de eventos, ya que existen muchas regiones en el país sin registros, pero con características similares a porciones del territorio donde sí se ha reportado actividad.

El análisis de la densidad de reportes (Fig. 2.2 c) marca a la región de la FVTM como la más importante en el país. Dicha zona, que abarca desde la costa del estado de Nayarit hasta la

planicie costera del Golfo de México, se propone como el Corredor de Tornados Mexicano (CTM), en analogía al Tornado Alley en los EE. UU. y al Pasillo de los Tornados en Sudamérica. En esta zona se han documentado, en total, cerca del 41% de los TO/TM. Es importante mencionar que, dos de las ciudades más densamente pobladas del país se ubican dentro de esta zona: Guadalajara y Ciudad de México.

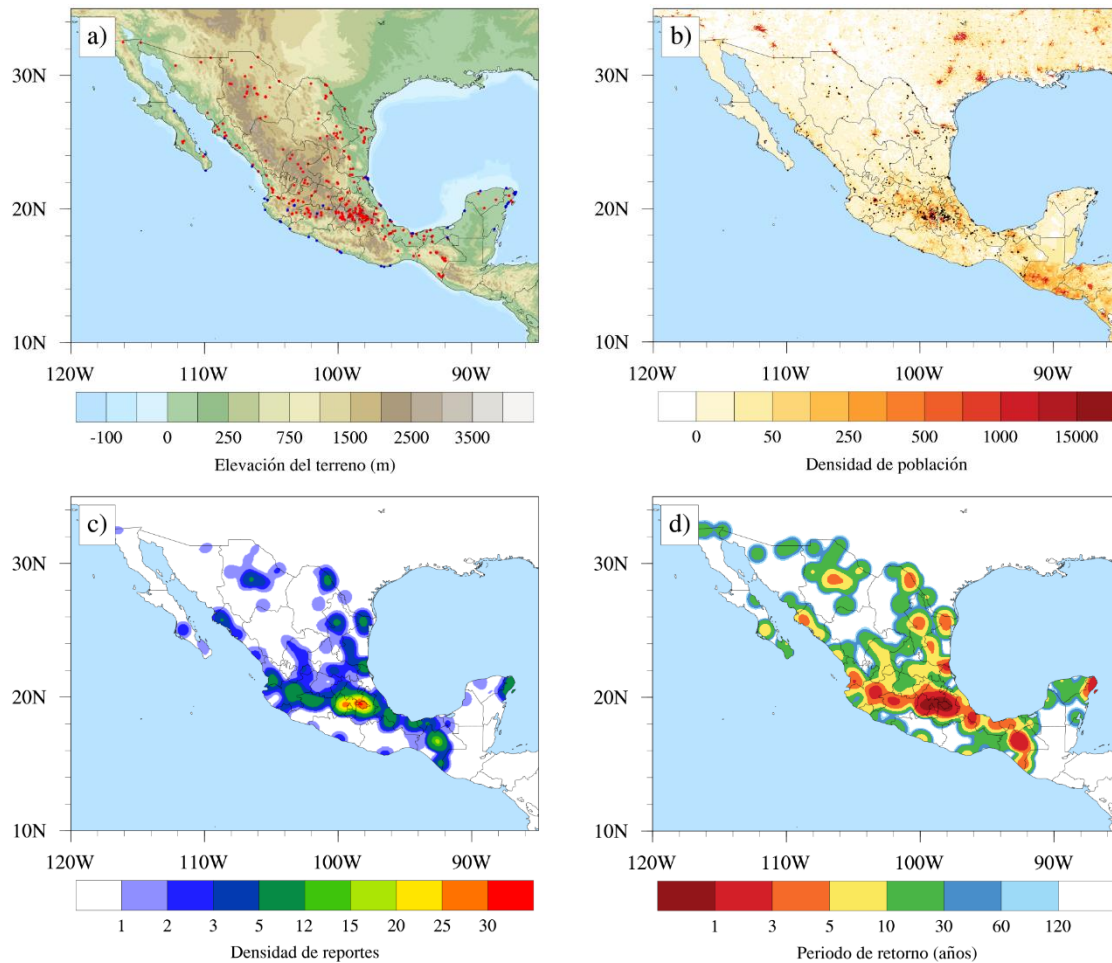


Figura 2.2 Distribución espacial de (a) reportes TO (puntos en rojo) y TM (puntos en azul), (b) actividad tornádica (puntos en negro) sobre densidad de población, (c) densidad de reportes (radio de búsqueda de 0.5°) y (d) periodo de retorno.

Analizando el periodo de retorno (Fig. 2.2 d) se pueden observar regiones en el país donde los TO y/o TM se presentan todos los años, tal es el caso de Toluca, Edo. de México. Otros puntos interesantes se ubican en San Cristóbal de las Casas, en los Altos de Chiapas y Cancún, en Quintana Roo. Si bien el periodo de retorno está en función del total de eventos,

eventos extremos como el ocurrido en Cd. Acuña, Coahuila, muestra fases entre los 5 y 10 años.

2.3.2 Distribución temporal

Utilizando el total de datos documentales se obtiene un promedio de 20 eventos por año con tendencia de incremento (Fig. 2.3). El aumento paulatino de reportes de tornados no debe relacionarse a cuestiones climáticas, sino al acceso a nuevas tecnologías (p. ej. la mayor cobertura de internet 3G/4G) que permiten su documentación, así como a una mayor conciencia pública sobre estos fenómenos. Dicha situación ya ha sido documentada en otras partes del mundo (Rauhala, Brooks, & Schultz, 2011; Tyrrell, 2003).

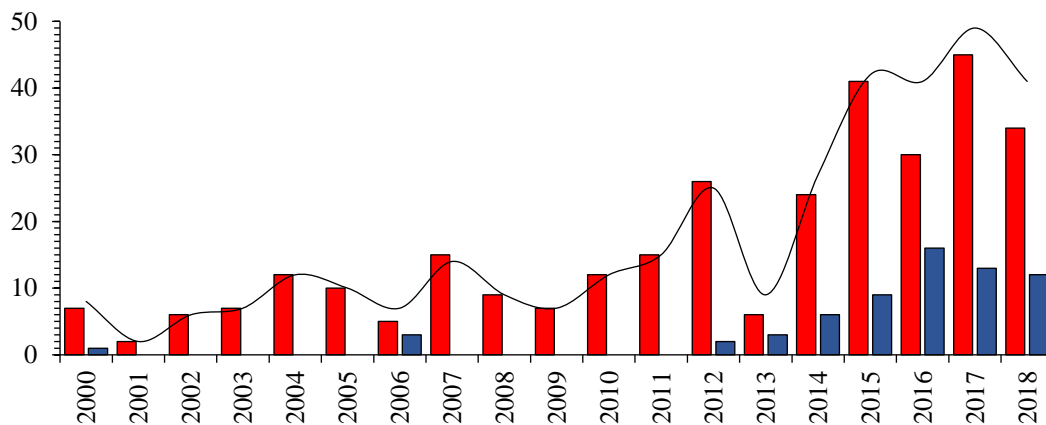


Figura 2.3 Distribución anual de reportes de TO (barras en rojo), TM (barras en azul) y días con actividad tornádica (línea en negro).

Si se toma como referencia inicial el año 2014, cuando se comenzó un proceso metódico en la recopilación de datos sobre estos fenómenos, se promedian 46 eventos por año, además, la tendencia se mantiene relativamente estable, lo que posiblemente muestre un comportamiento más cercano a la realidad. Sobre la cantidad de días con actividad tornádica, se puede observar que va prácticamente a la par con el número de reportes (Fig. 2.3). Si bien existen días con un máximo de 3 eventos registrados, se puede inferir que la probabilidad de brotes o enjambres de tornados en México es bastante baja. Finalmente, la mayor actividad tornádica fue reportada en 2017; con 45 TO, 13 TM y 49 días con algún tipo de evento.

Sobre la distribución mensual se distinguen tres fases. La primera comprende noviembre – febrero, y se puede interpretar como una fase débil. En este periodo domina la ocurrencia de

TM. Posteriormente, se observa una fase de transición (marzo – abril) donde los reportes de TO muestran un claro incremento. A partir de mayo y hasta agosto es cuando se registra la mayor actividad. Dicho periodo se puede definir como la etapa activa (Fig. 2.4). El primer pico de actividad se tiene en mayo y un segundo máximo en julio. Es importante notar que conforme avanza este periodo, el incremento de TM es evidente. Dicha situación se puede relacionar a la actividad de ciclones tropicales en el país, y se discute más adelante en la investigación. Finalmente viene una segunda etapa de transición entre septiembre – octubre. Es interesante notar que, el inicio de la actividad de TO se da justamente días previos al inicio del temporal lluvioso en el país, y culmina dos meses antes del mismo (Fig. 2.4). Por otra parte, existe mayor correlación entre dicho temporal lluvioso y la actividad de TM.

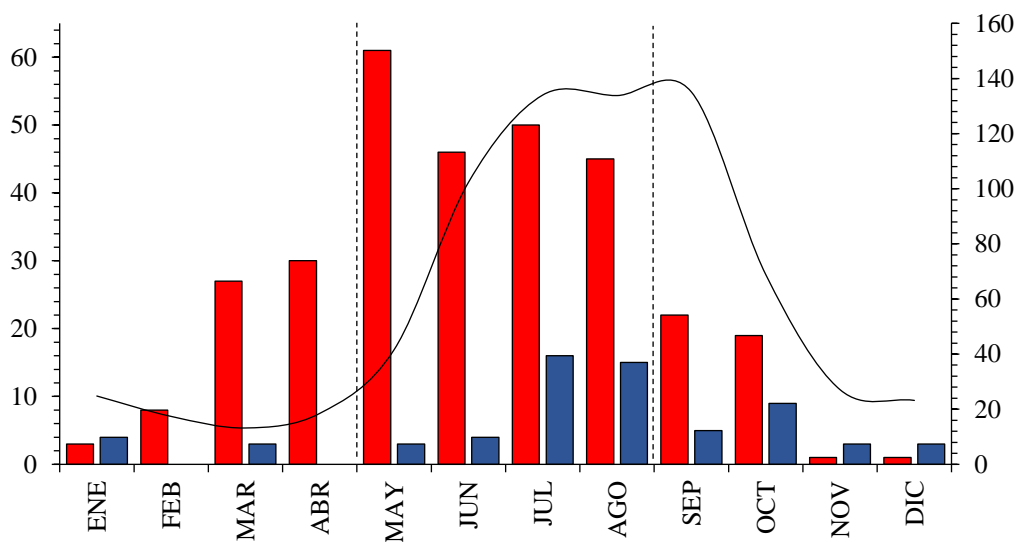


Figura 2.4 Distribución mensual de reportes de TO (barras en rojo), TM (barras en azul) y precipitación mensual promedio (línea en negro). El área localizada entre las líneas punteadas indica la temporada de alta actividad tornádica.

En términos absolutos se observa que el mayor número de reportes se distribuye entre verano (46.5%) y primavera (32.8%); le sigue otoño (15.6%) y finalmente invierno (5.1%). Para el caso de los TO se observa la misma tendencia. Sin embargo, para las TM el máximo se ubica en verano, seguido otoño, invierno y finalmente primavera. En términos porcentuales se puede observar que en invierno es cuando la ocurrencia de TO y TM posee distribuciones similares. En primavera existe una disminución drástica de TM, dando paso al dominio de reportes de TO. Es a partir de verano cuando los reportes de TM comienzan a tomar fuerza.

A raíz de lo anterior, se puede inferir que existe un desfase en cuando al temporal activo entre los TO y las TM.

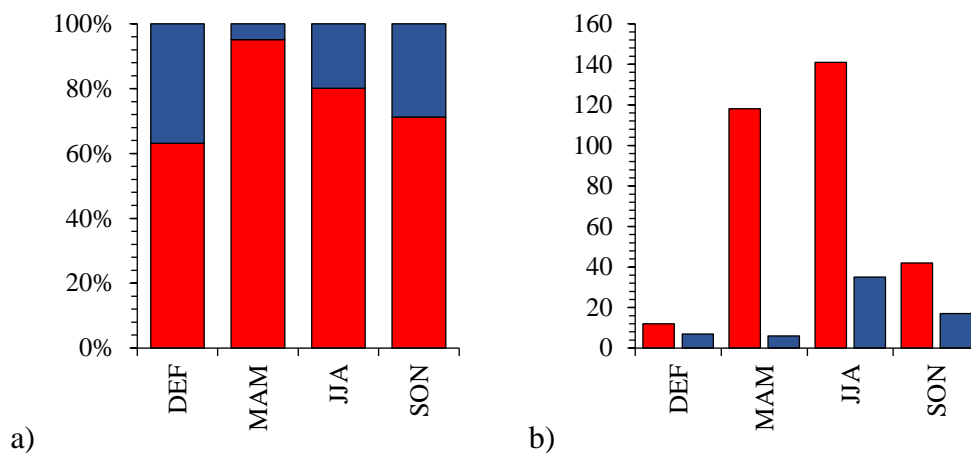


Figura 2.5 Distribución estacional de reportes de TO (barras en rojo) y TM (barras en azul) en (a) porcentaje y (b) números totales.

El desfase estacional también se manifiesta espacialmente (Fig. 2.6). Para invierno los pocos eventos registrados se ubican entre los 16° y 25° de latitud. En primavera el número de reportes se acentúa en el noreste del país, asociado, principalmente, al ingreso de sistemas frontales tardíos y su interacción con flujos de humedad del Golfo. La región de la FVTM comienza a ser visible, mayormente hacia los estados del Golfo de México. Asimismo, algunos eventos se muestran en el Pacífico Norte y el Altiplano. Para verano, es claro el incremento de reportes a nivel nacional. Además, la FVTM tiene su pico de actividad, cargándose hacia el lado oeste del dominio (Océano Pacífico). Lo anterior es también claro en el caso de las TM. El pico de actividad en esta época se asocia a la convergencia de humedad ocasionada por los flujos de ambos océanos hacia la región continental, resultado de ciclones y ondas tropicales. Otra característica importante, es el aumento paulatino de reportes en el noroeste del país. Finalmente, para otoño, la actividad se ve bastante disminuida con relación a las dos temporadas precedentes. Nuevamente, la FVTM se delimita como la zona con el mayor número de informes. Aquí también destacan la Península de Yucatán y el Pacífico Sur con los reportes de TM. En resumen, se puede observar una transición este – oeste, teniendo como constante la porción central de México.

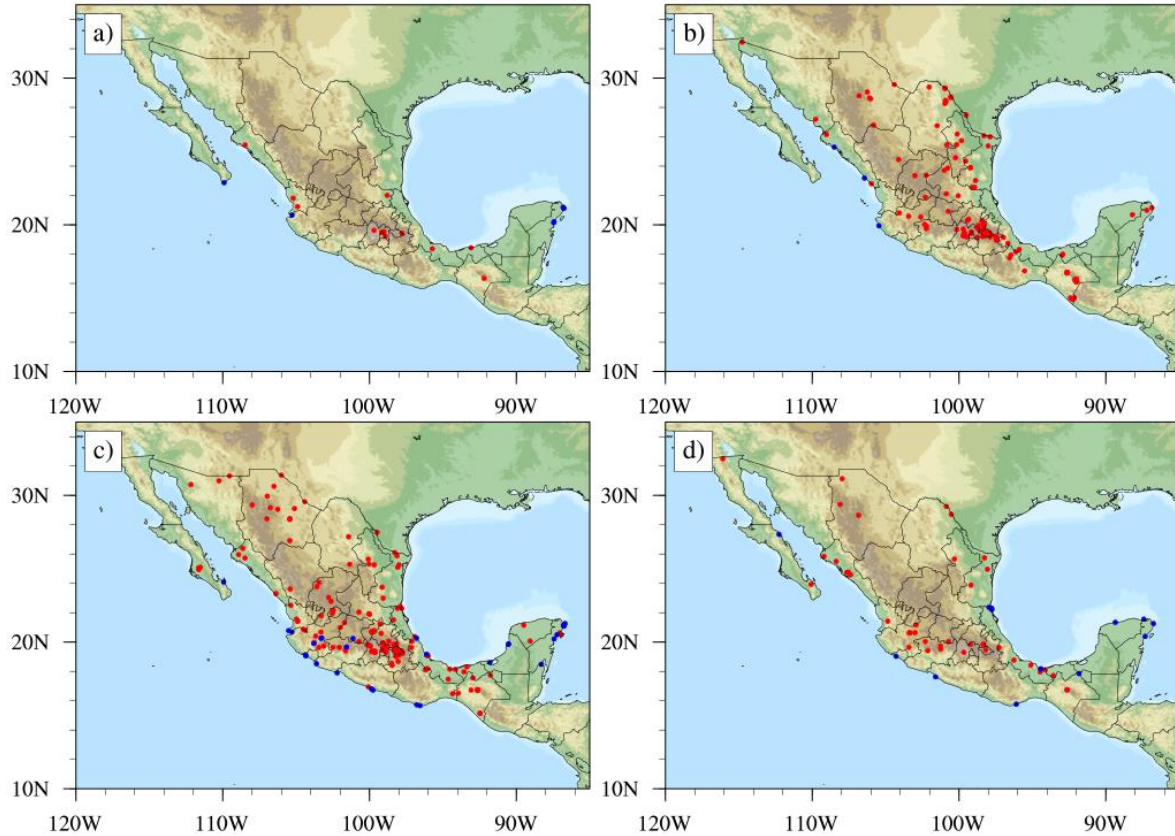


Figura 2.6 Distribución espacial de reportes de TO (puntos en rojo) y TM (puntos en azul) para (a) DEF, (b) MAM, (c) JJA y (d) SON.

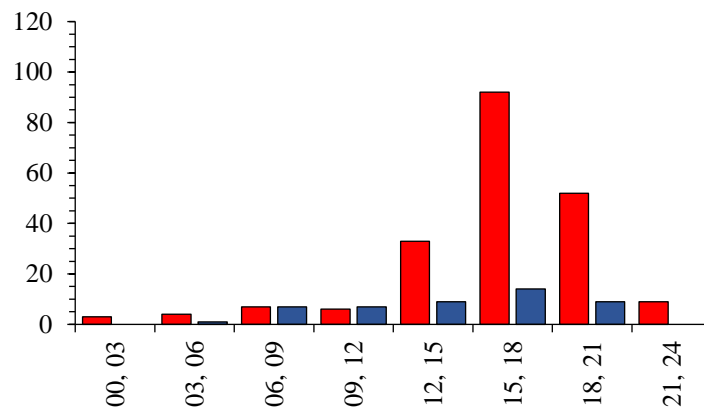


Figura 2.7 Distribución horaria (en hora local) de reportes de TO (barras en rojo) y TM (barras en azul) en México.

La mayor actividad tornádica en México se da entre las 15:00 y 18:00 hora local (20:00 UTC – 23:00 UTC) (Fig. 2.7). Lo anterior se asocia al calentamiento diurno que dispara la

actividad convectiva, elemento necesario para la formación de tormentas y por ende de TO/TM. En segundo lugar, lo ocupan los reportes entre las 18:00 y 21:00 hora local, seguido los ocurridos entre las 12:00 y 15:00 hora local. No se ha documentado mucha actividad nocturna, y se asocia a la incapacidad de observación. Otra característica interesante es que, aparentemente, las TM son igual de comunes en cualquier horario, desde la mañana hasta la tarde – noche.

2.3.3 Daños registrados

Dada la carencia de reportes oficiales de daños, la clasificación de TO/TM según la escala Fujita Mejorada (EF), no fue posible. No obstante, algunas características interesantes se pudieron encontrar con base en la información de las notas periodísticas. El 52.6% de los eventos registrados ocasionaron algún tipo de daño (Fig. 2.8). Específicamente, para los TO registrados, poco más del 60% cuenta con algún reporte de afectación, mientras que sólo alrededor del 8% de las TM precisa la misma situación.

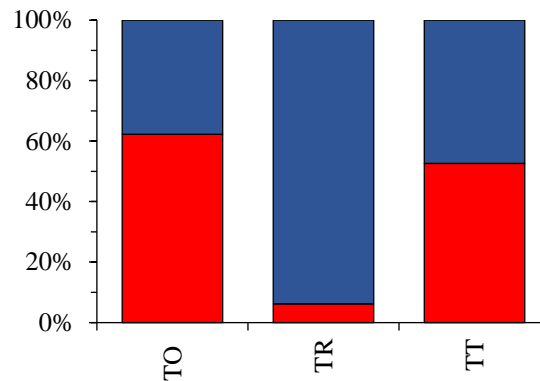


Figura 2.8 Distribución de daños registrados (barra en rojo sí, barra en azul no) en los reportes de TO, TM y eventos totales (TT).

Sobre los tipos de afectaciones los resultados son muy variados. Se tienen reportes desde daños a parcelas de cultivos e infraestructura eléctrica, hasta daños totales a viviendas de concreto por impacto de proyectiles. Los perjuicios típicos documentados fueron: desprendimiento de techumbres (en su mayoría de lámina de asbesto o aluminio, muy comunes en las regiones rurales de México); daños a infraestructura eléctrica y derrumbes de árboles (muchos de los cuales caen sobre automóviles o las mismas viviendas); pérdidas de

cultivo; y daños por impacto de proyectiles. Cualquiera sea el caso, la ocurrencia de eventos extremos es baja con relación al total de casos documentados.

2.4 Condiciones ambientales asociadas a tormentas severas y tornados

La formación de tornados, al igual que cualquier otra manifestación del tiempo severo, requiere condiciones atmosféricas específicas. Una ellas es la presencia de inestabilidad. Tal entorno puede ser estimado a partir de distintas variables meteorológicas al igual que índices. En la siguiente sección se expone un análisis estacional de diferentes parámetros ambientales asociados a la formación de tormentas severas y tornados. Independientemente si fue un día con tornado o no, 40 años de datos (1979 – 2018) fueron procesados para este análisis. El objetivo es examinar, estacionalmente, las condiciones ambientales presentes en el país y corroborar si éstas coinciden, espacial y temporalmente, con la documentación de la actividad tornádica.

2.4.1 Mecanismos de iniciación

El proceso de iniciación de la convección se puede estimar a partir de distintas variables. Una de ellas es la presencia de humedad en superficie, y para medirla, se pueden emplear diferentes parámetros. Para este caso se muestra la temperatura de punto de rocío a 2 metros (Td) (Fig. 2.9). Esta se define como la temperatura a la que una parcela, a presión constante, debe enfriarse para que se produzca la saturación, y es un buen indicador de presencia de vapor de agua en el ambiente. La probabilidad de formación de tormentas aumenta cuando el punto de rocío es superior a los 12°C en superficie. Por el contrario, valores bajos de punto de rocío inhiben la liberación de calor latente y reducen significativamente la amenaza de cualquier manifestación del tiempo severo.

En el análisis estacional (Fig. 2.9) se muestran para invierno valores altos de Td alineados sobre las costas del Océano Pacífico y Golfo de México. Igualmente, valores por encima de los 20°C son identificados en la región sureste del país. Para la primavera se inicia el proceso de intrusión de humedad hacia el noreste de México. En verano dicha intrusión de humedad es más clara, elevando los valores de Td en prácticamente toda la porción este del país. Además de ello, se nota un incremento de la temperatura media de punto de rocío en la porción oeste y sobre todo en el centro. Finalmente, para el otoño, comienza el decremento

de los valores de Td sobre la región de estudio, manteniéndose de manera importante en la porción sureste. En términos generales la distribución estacional de Td muestra valores comunes relacionados a la iniciación de procesos de convección y formación de tormentas/tornados (Guyer, Imy, Kis, & Venable, 2006).

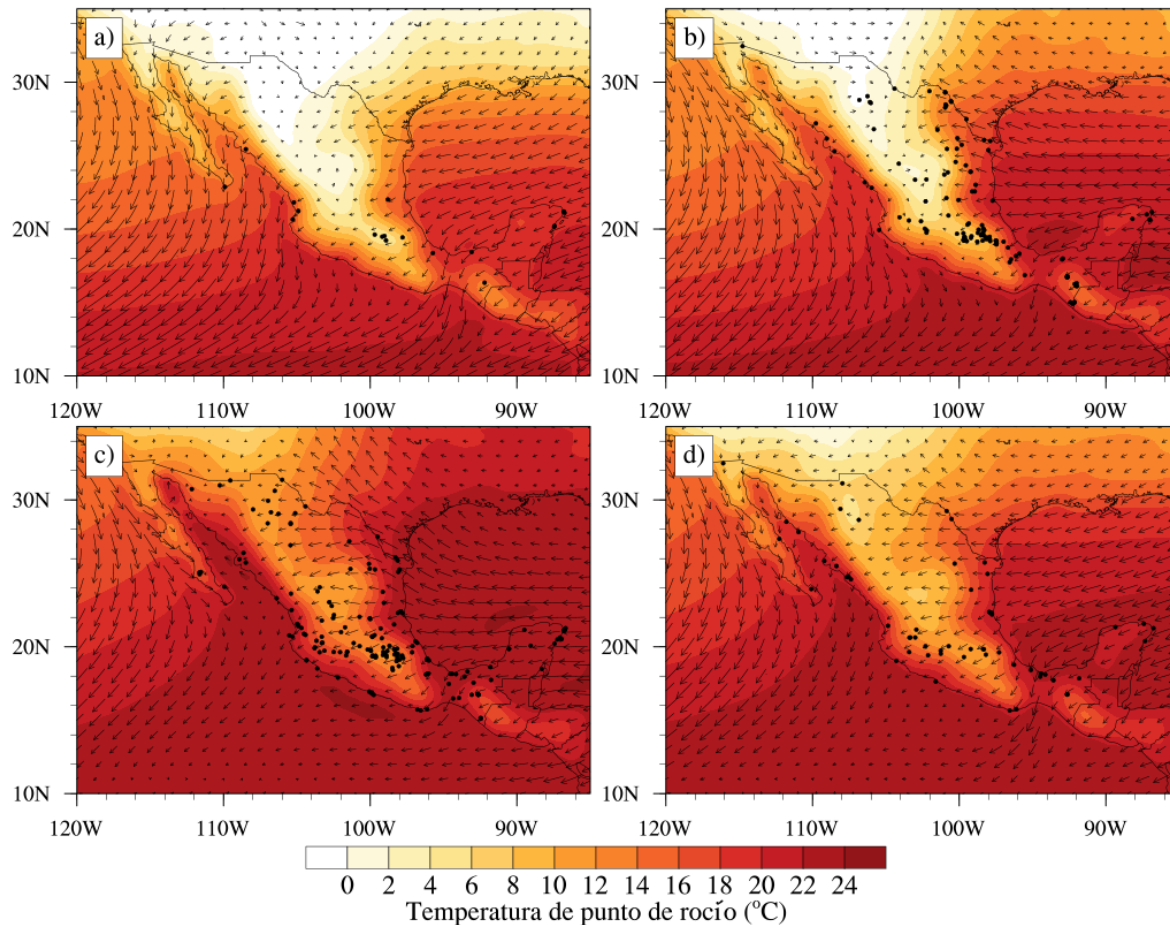


Figura 2.9 Variación estacional (a) DEF, (b) MAM, (c) JJA y (d) SON de la temperatura media de punto de rocío ($^{\circ}\text{C}$) con vectores de viento (m s^{-1}) en superficie. Los puntos en negro muestran la actividad tornádica registrada para el mismo periodo.

Si bien el proceso de iniciación de la convección es importante, este se debe acompañar de otros elementos. La estabilidad se refiere a qué tan desfavorable se encuentra la columna atmosférica para permitir el desarrollo de convección, sea cual sea su tipo: llana, profunda o severa, y para su evaluación se han creado diversos índices. Dentro de los tradicionales destacan los hechos por el método de parcelas y los elaborados por el método termodinámico. Si bien su evaluación es comúnmente aplicada al pronóstico meteorológico, su valoración a

partir de datos históricos y a nivel estacional, puede ser útil para esclarecer las condiciones de inestabilidad dentro de las cuales se han documentado tornados en México.

Uno de los índices más utilizados es la energía potencial disponible para convección (CAPE). Esta es usualmente estimada en superficie (SBCAPE) o en distintas capas de mezcla (MLCAPE). Representa la energía potencial de parcelas de aire que ascienden sobre el nivel de convección libre y resulta una manera de evaluar el potencial o riesgo de tiempo severo. El CAPE es expresado en Joules por kilogramo (J kg^{-1}). En términos prácticos, valores entre los $0 - 1000 \text{ J kg}^{-1}$ indican zonas marginalmente inestables, de $1000 - 2500 \text{ J kg}^{-1}$ inestabilidad moderada, de $2500 - 4000 \text{ J kg}^{-1}$ inestabilidad fuerte y mayores a 4000 J kg^{-1} regiones extremadamente inestables. Tales valores dependen de la localización y la época del año donde se estiman. Estudios previos han demostrado que cuando el CAPE se evalúa en función de su distribución estacional, su mayor variabilidad se localiza a lo largo de los trópicos (Riemann-Campe, Fraedrich, & Lunkeit, 2009).

Para la región aquí analizada los máximos valores de CAPE se localizan a lo largo de las costas del Océano Pacífico, Golfo de México y el Mar Caribe, y están relacionados a la interacción océano – atmósfera (Fig. 2.10). Se pueden observar valores bastante bajos para invierno en casi todo el dominio, y que se relacionan a masas de aire seco y frío provenientes del norte que inhiben los procesos convectivos. En primavera, regiones con valores medios – altos de CAPE se desplazan hacia la región continental del este – noreste de México, así como al sur de los EE. UU. Tal situación coincide con el inicio de la temporada de tornados en dicha porción del planeta. Para verano es cuando la distribución espacial del CAPE tiene sus valores máximos, mismos que se localizan en la región norte de la planicie costera del Pacífico, al norte de Sinaloa, en la región noreste de México y el Mar Caribe. Dicha distribución está en función de los flujos de humedad que son arrastrados desde los océanos y logran penetrar a la región continental. La relación entre CAPE y humedad ya ha sido documentada en investigaciones previas (Riemann-Campe, Fraedrich, & Lunkeit, 2009). Finalmente, en otoño se observa una clara disminución de CAPE, manteniéndose la costa del Océano Pacífico como la región más importante. En conclusión, se observa una transición de este a oeste, dando una mediana correlación entre su distribución y los tornados documentados. Es importante recordar que la formación de tornados no-supercelda no requiere valores de inestabilidad extrema.

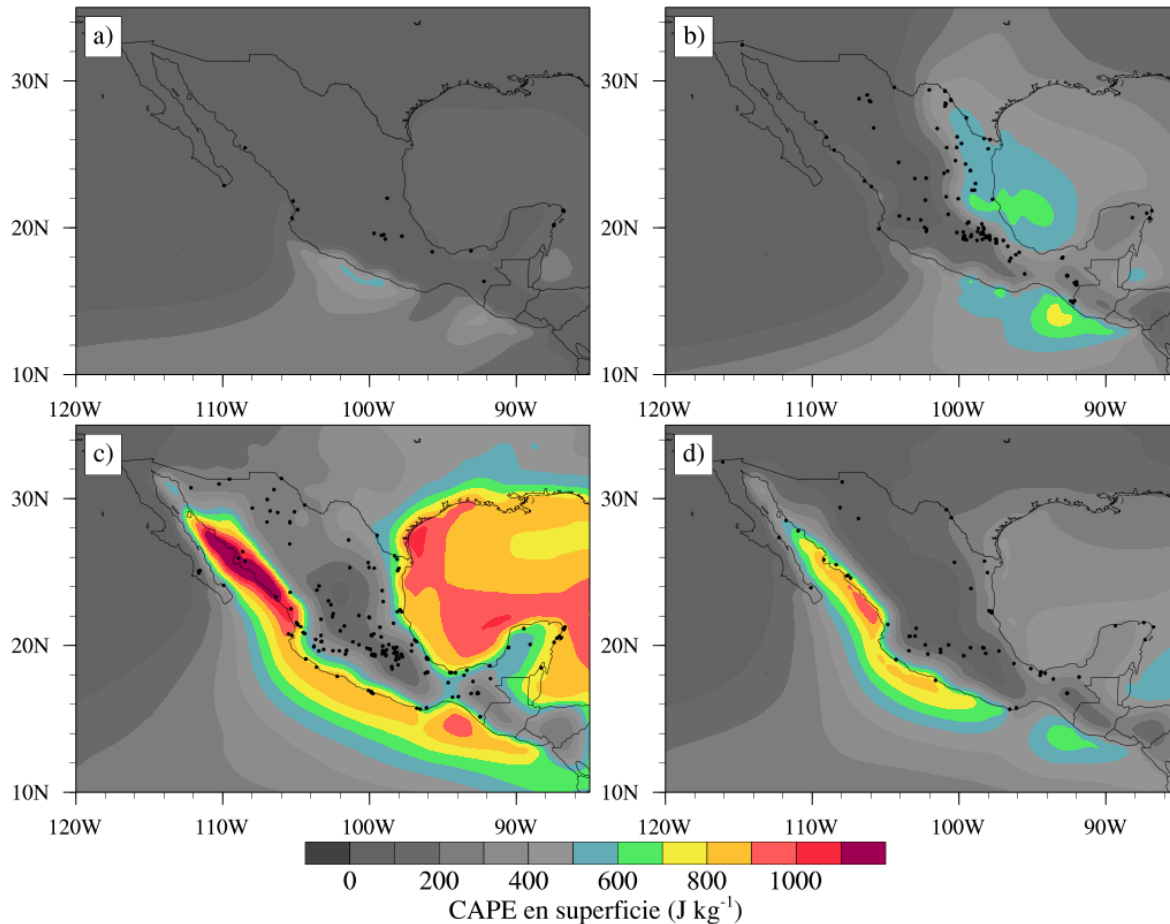


Figura 2.10 Variación estacional (a) DEF, (b) MAM, (c) JJA y (d) SON de CAPE (J kg^{-1}) en superficie. Los puntos en negro muestran la actividad tornádica registrada para el mismo periodo.

2.4.2 Procesos de inestabilidad

Existen otro tipo de índices utilizados para medir la inestabilidad atmosférica. Éstos se construyen utilizando fórmulas simples basadas en el contenido de humedad y temperatura de las parcelas de aire a diferentes niveles isobáricos. Uno de los más comunes es el Índice K (KI) y se define en la Ec. 2.1, donde T representa la temperatura del aire y T_d la temperatura de punto de rocío. El primer término de la ecuación se refiere a la inestabilidad estática entre los 850-hPa y 500-hPa, el segundo término estima la humedad a 850-hPa y el tercero muestra la sequedad de la masa de aire a 700-hPa. Al hablar de formación de tormentas, valores menores a 20 del KI indican baja probabilidad de formación de tormentas, entre 20 – 25 eventos aislados, de 26 – 30 tormentas eléctricas muy dispersas, de 31 – 35 eventos dispersos y de mayores a 35 numerosas tormentas.

Ecuación 2.1 Índice K.

$$K\text{-index (KI)} = (T_{850} - T_{500}) + (Td_{850}) - (T_{700} - Td_{700})$$

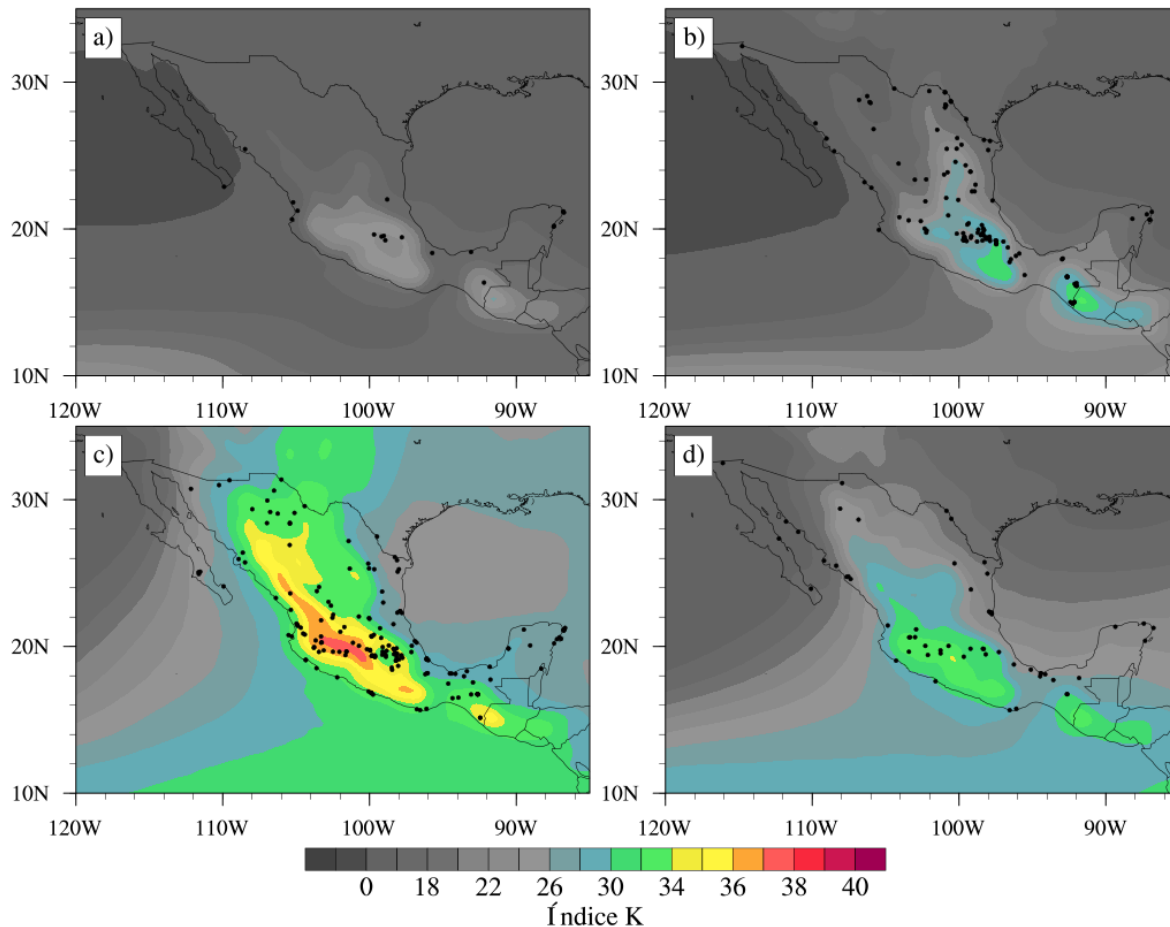


Figura 2.11 Variación estacional (a) DEF, (b) MAM, (c) JJA y (d) SON del Índice K. Los puntos en negro muestran la actividad tornádica registrada para el mismo periodo.

En la región de estudio (Fig. 2.11) se observa una transición este – oeste de altos valores de KI conforme avanza el periodo estacional. Para DEF los máximos (entre 22 y 26) se ubican en la región central del país y en los altos de Chiapas. En MAM se observa un movimiento hacia el norte, paralelo a la Sierra Madre Oriental y Occidental, así como un incremento considerable en la porción central y sur – sureste de México. Es en verano cuando los máximos del Índice K (entre 30 y 40) son notables, al igual que el pico de reportes de actividad tornádica, coincidiendo de manera importante tanto temporal como espacialmente. La porción central de México y la Sierra Madre Occidental destacan en este rubro. Finalmente, para el compuesto SON, los valores del KI decrecen, pero mantienen sus

máximos hacia el occidente del país. Los resultados mostrados coinciden de manera adecuada a estudios previos sobre tornados (Gayà, Homar, Romero, & Ramis, 2000).

Otro de los índices más utilizados es el Gálvez – Davison (GDI) (Ec. 2.2). Este se desarrolló con el objetivo de mejorar el pronóstico de la convección en los trópicos. Busca resaltar los procesos importantes que regulan la convección en regímenes de vientos alisios, así como mejorar el detalle de las áreas favorables para convección obtenidas del Índice K (Galvez & Davison, 2015). Para su obtención, se consideran las temperaturas y razones de mezcla en cuatro niveles: 950-hPa (capa A), 700-hPa y 850-hPa (capa B) y 500-hPa (capa C). El algoritmo considera tres subíndices: el índice de núcleo de 0e (CBI), que representa el calor y la humedad disponibles en la columna; el índice de calor a niveles medios (MWI) que indica la estabilización por dorsales en niveles medios; el índice de inversión (II) que simboliza los efectos estabilizantes de la inversión y el ingreso de aire seco a la convección que la penetra (Galvez & Davison, 2015); además de una corrección de terreno (TC). Dicho algoritmo se migró de Matlab (Diamond, 2017) a NCL. El potencial de formación de tormentas aisladas y convección profunda dispersa se asocia a valores entre 25 – 35, de 35 – 45 aumenta el potencial de tormentas capaces de producir fuertes precipitaciones y valores superiores a 45 son indicadores significativos de tormentas generalizadas.

Ecuación 2.2 Índice Gálvez – Davison.

$$GDI = CBI + MWI + II + TC$$

El índice GDI (Fig. 2.12) sigue un patrón de distribución muy similar al Índice K. Para invierno, los máximos se ubican en las regiones serranas del país, al este y oeste de México. Es en primavera cuando se observa un aumento paulatino de valores de GDI, esta situación es más clara a lo largo de la Sierra Madre Oriental y la FVTM. Dicho comportamiento se puede atribuir al aporte de humedad del Golfo de México dado por el cambio en el patrón de vientos. De nuevo, es en verano cuando se observan los máximos valores en el índice GDI, ahora hacia el occidente a lo largo de la costa del Pacífico Norte y en la porción central del país. Para otoño, un bajo es evidente. La transición este – oeste es un patrón claro, al igual que en los índices previamente expuestos. Los resultados obtenidos, a pesar de estar suavizados al tratarse de compuestos estacionales, muestran un buen comportamiento

comparado con estudios previos (Iturbide-Sanchez et al., 2018). Para ambos índices analizados, se puede observar su clara relación con la orografía. Esta situación es indicador de la importancia de la configuración del terreno en la generación de condiciones inestables en el país.

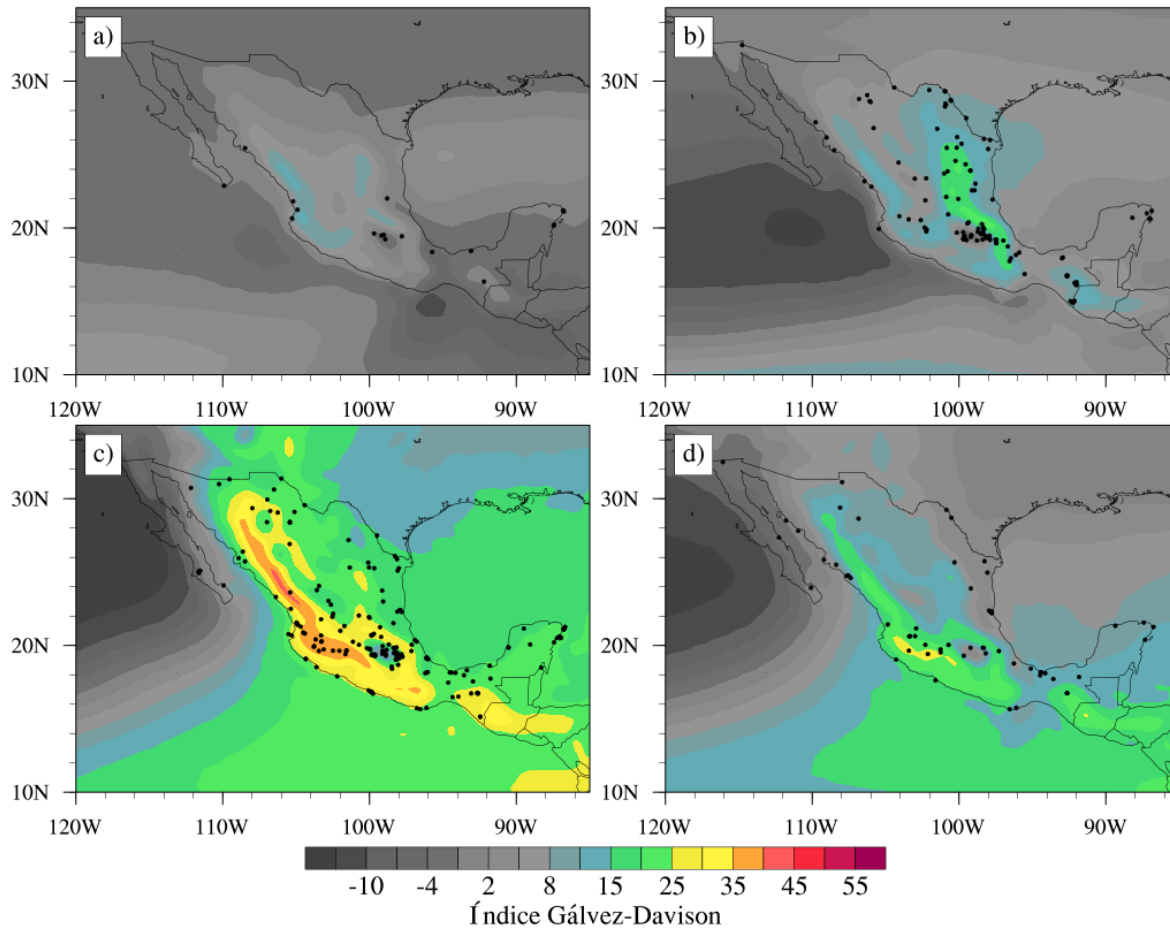


Figura 2.12 Variación estacional (a) DEF, (b) MAM, (c) JJA y (d) SON de Índice GDI. Los puntos en negro muestran la actividad tornádica registrada para el mismo periodo.

Otro de los parámetros relacionados a la formación de grandes tormentas es la cizalladura vertical del viento. Esta se define como el cambio en la dirección e intensidad del viento conforme a la altura. Para el caso de formación de superceldas dicho parámetro es esencial en la organización de las tormentas y la formación del mesociclón. Para estimarla, se pueden utilizar diferentes combinaciones de niveles verticales. Una de las más utilizadas es la cizalladura de la capa profunda, la cual se define como la magnitud de la cizalladura vertical entre la superficie y los primeros 6 km (representado adecuadamente al nivel de 500-hPa). Si

bien no existe un valor de sesgo sobre el cual se pueda establecer la formación de un tornado y/o un mesociclón, diversos estudios señalan que conforme mayor sea la cizalladura vertical del viento, mayor será su probabilidad (Mercer, Shafer, Doswell, Leslie, & Richman, 2012; Pilorz, Laskowski, Łupikasza, & Taszarek, 2016; Yao et al., 2015).

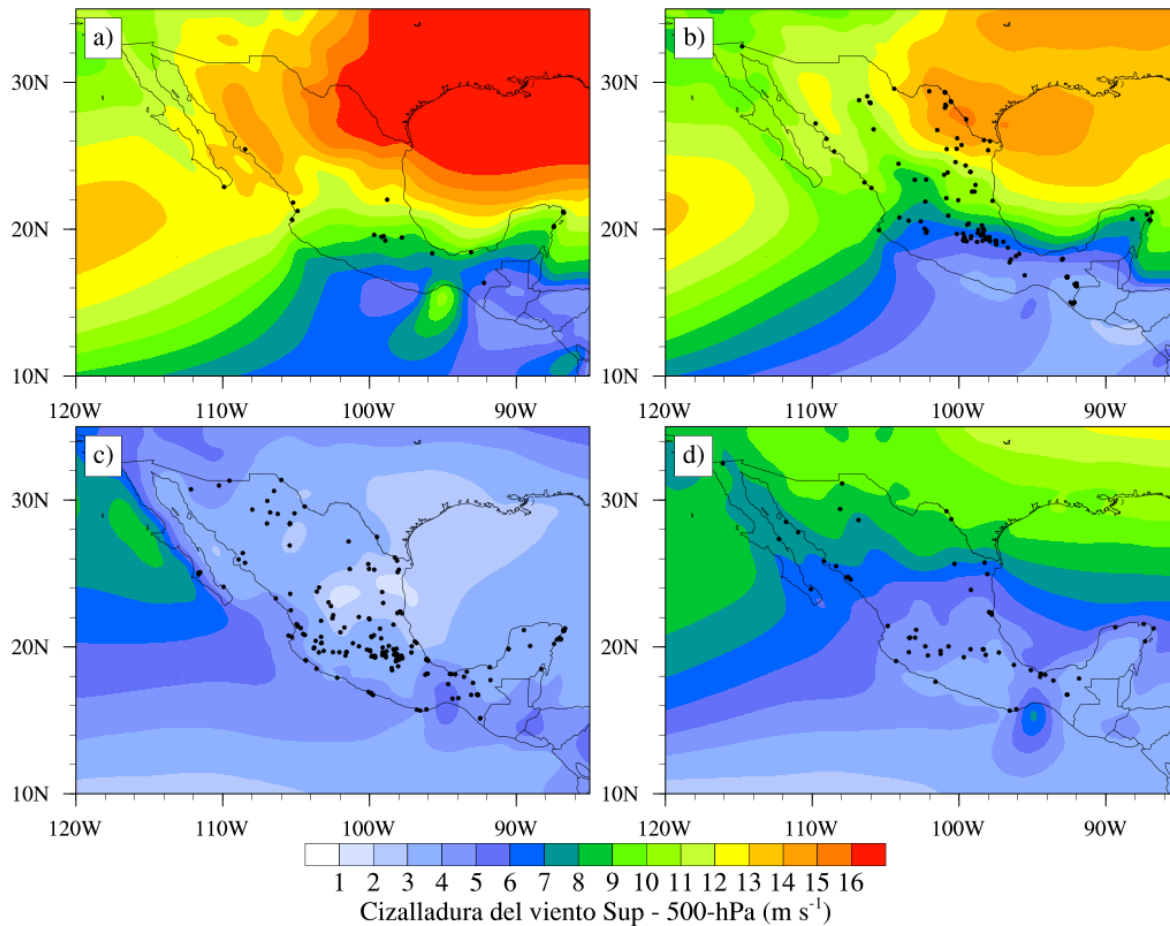


Figura 2.13 Variación estacional (a) DEF, (b) MAM, (c) JJA y (d) SON de cizalladura del viento (m s^{-1}) entre superficie y 500-hPa. Los puntos en negro muestran la actividad tornádica registrada para el mismo periodo.

En la región de estudio los valores máximos de cizalladura se dan, contrario a los parámetros previamente expuestos, en invierno (Fig. 2.13). Estos se ubican en la porción noreste de México y el sureste de los EE. UU. y se asocian con el paso de sistemas frontales. En primavera se observa el máximo entre Coahuila, Nuevo León y Tamaulipas. Tal situación se puede relacionar al desfase temporal de formación de superceldas con relación a los EE. UU. (León-Cruz, Carbajal, & Pineda-Martínez, 2017). Para verano, se nota una clara disminución en prácticamente todo el dominio. La porción central del país se mantiene con valores

estacionales de cizalladura entre los 4 – 5 m s⁻¹. Tal situación sugiere que el aporte de la cizalladura vertical del viento no es un elemento diferenciador en la formación de tornados en dicha porción del territorio mexicano. Finalmente, para otoño, comienza el incremento de la cizalladura del viento hacía el norte, nuevamente relacionada al paso de los primeros sistemas frontales.

2.4.3 Observaciones satelitales en malla

Se han mostrado algunos parámetros ambientales que se pueden asociar a la formación de tormentas severas y tornados. Enseguida se describen variables que son evidencia del tipo de actividad estacional que se puede esperar en el país. La primera de ellas es la cobertura de nube. Esta suele dividirse en nubes altas, medias y bajas, o bien la cobertura total. Para este trabajo se optó por utilizar la última. Los valores de cobertura total de nube oscilan entre 0 y 1, donde 0 es totalmente despejado y 1 totalmente nublado. Estudios previos señalan que los datos de reanálisis de ERA-Interim permiten captar de manera correcta la variación de este parámetro, comparándolo con observaciones satelitales disponibles (Carbajal-Henken, Diedrich, Preusker, & Fischer, 2015).

Para la región analizada, la cobertura total de nube (TCC) muestra la ya mencionada transición este – oeste (Fig. 2.14). Para el invierno los máximos de TCC se muestran desde el norte de la planicie costera del Golfo de México hasta la región de los altos de Chiapas. Para la primavera, existe una disminución de los valores de CTT en todo el dominio, dejando sólo a la región de la Sierra Madre Oriental, la planicie costera del Golfo de México, y a los altos de Chiapas, con valores altos. Para verano los máximos de CTT son claros. La región centro y sur del país muestran un incremento interesante. En la zona de la Sierra Madre Occidental también se observa un aumento significativo. Se nota, además, la demarcación del desplazamiento hacia el norte de la zona de convergencia intertropical. Para otoño, existe un decremento de los valores totales de CTT, sin embargo, el patrón espacial es muy similar al de verano.

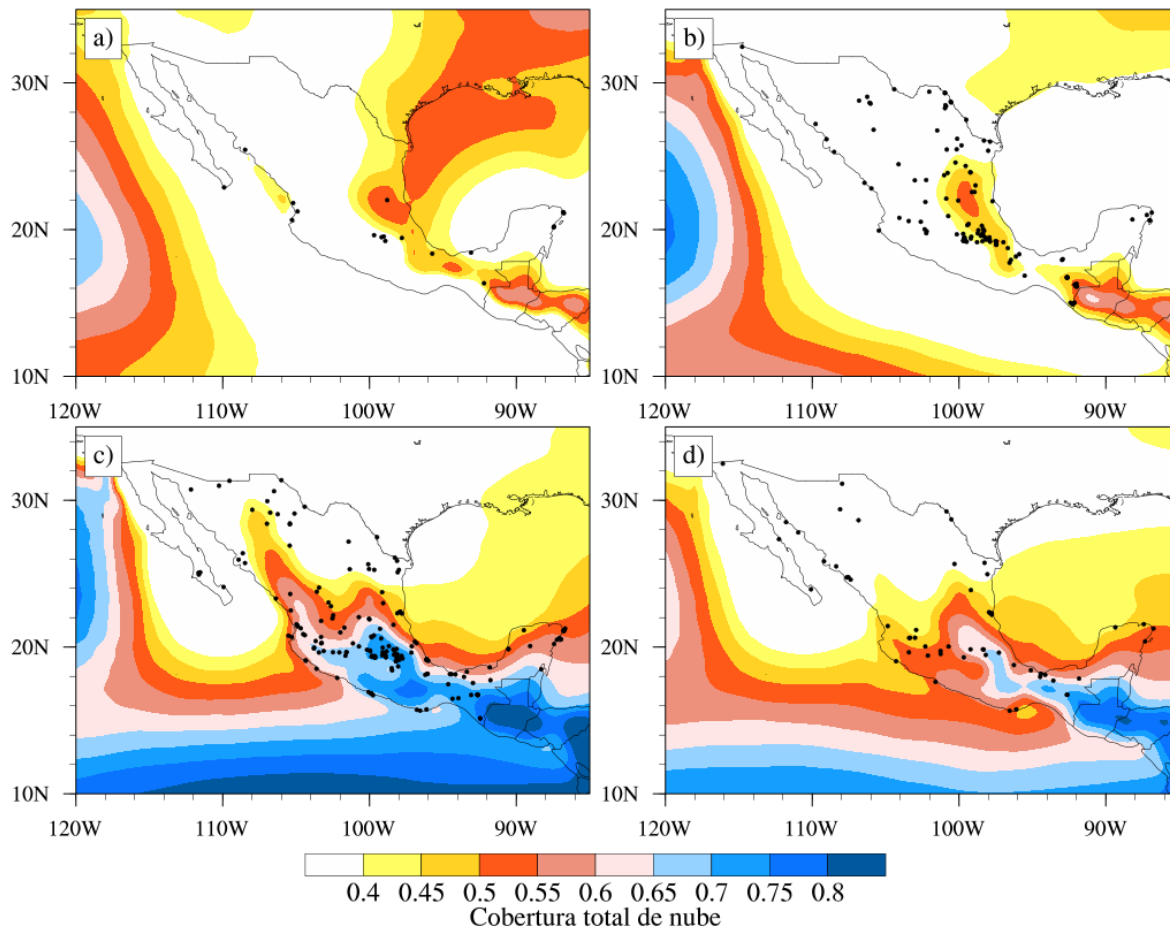


Figura 2.14 Variación estacional (a) DEF, (b) MAM, (c) JJA y (d) SON de la cobertura total de nube. Los puntos en negro muestran la actividad tornádica registrada para el mismo periodo.

La densidad de rayos por unidad de área es considerado un buen indicador de la actividad convectiva severa (Homar, Gayà, Romero, Ramis, & Alonso, 2003). Además, al ser un parámetro derivado de mediciones satelitales, sirve como evaluador de los índices previamente analizados (Fig. 2.15). Existe una buena correlación entre la densidad de rayos y la distribución espacial de reportes de TO/TM. El pico de actividad en verano es más que claro. Interesantemente, la región del Tornado Alley en los EE. UU. también es capturada por este parámetro. Lo que sirve, además, como un verificador de condiciones inestables en México y su relación con la formación de tornados. Regiones como la Sierra Madre Occidental y la Sierra de Chiapas se podrían considerar determinantes para la formación de tormentas a partir de convección forzada. Además, la transición este – oeste es correctamente captada por este parámetro.

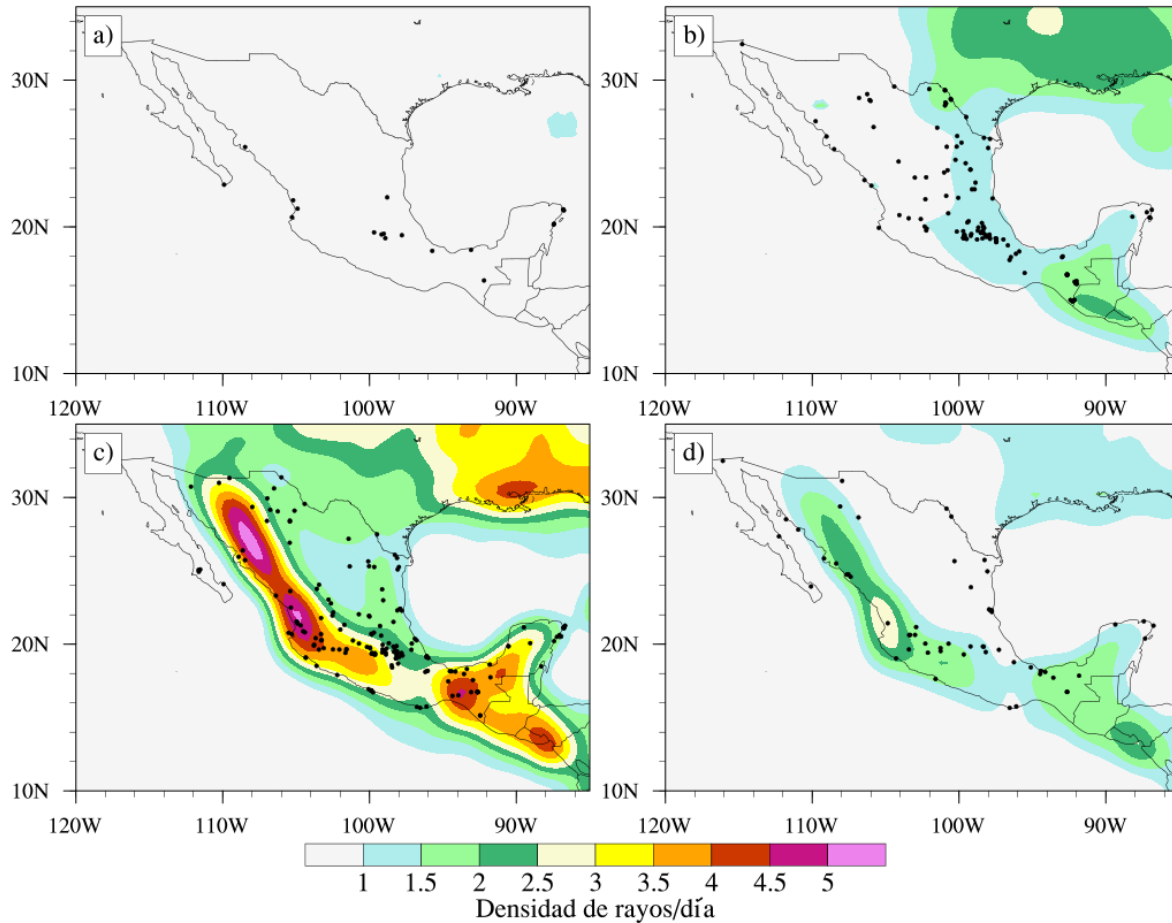


Figura 2.15 Variación estacional (a) DEF, (b) MAM, (c) JJA y (d) SON de densidad de rayos/día. Los puntos en negro muestran la actividad tornádica registrada para el mismo periodo.

2.5 Conclusiones

A partir de datos previos y los propios, se establece una climatología actualizada de tornados y trombas marinas en México. Tales fenómenos son comunes en el país, con una media de 45 eventos anuales en los últimos años. La tendencia de incremento identificada se atribuye a un mayor acceso a la información y al incremento de la conciencia sobre su ocurrencia por parte de la población. Se han delimitado periodos de actividad alta y baja, así como etapas de transición. Es en primavera y verano cuando el máximo de actividad tornádica se observa en México.

Existe una transición este – oeste en la documentación de tornados. En cuestiones espaciales se define el Corredor de Tornados Mexicano (CTM), una región extensa a lo largo de la Faja Volcánica Transmexicana, donde poco menos de la mitad de los eventos se han reportado

históricamente. A pesar de que la clasificación por medio de la Escala Fujita o Fujita Mejorada no fue posible, se identificaron patrones de daños característicos.

Conforme a la variación estacional de parámetros ambientales relacionados con la formación de tormentas severas y tornados, la mencionada transición este – oeste es clara en la mayoría de los parámetros analizados. Se han identificado entornos de iniciación de tormentas y el aporte de humedad de los océanos parece ser necesario para este proceso. Los índices de inestabilidad demuestran el importante rol de la orografía compleja en la generación de inestabilidad por medio de procesos de convección profunda y forzada por el terreno. Las variaciones estacionales de los índices de inestabilidad también señalan regiones de máximos de potencial de convección y reducido número de tornados. Lo anterior puede ser evidencia de la subestimación de la actividad tornádica por la falta de registros documentales en dichas zonas.

Se ha identificado a la porción noreste del país como una región potencial de formación de tormentas supercelda. Lo anterior derivado de las características de la cizalladura vertical del viento y la energía potencial disponible para convección. En este sentido, eventos extremos ya han sido documentados previamente (p. eje. en el estado de Coahuila en 2007 y 2015). Los datos de reanálisis ERA-Interim muestran un buen comportamiento conforme a la distribución espacial de los datos documentales de tornados, fenómenos utilizados como un marcador del tiempo severo en México.

Capítulo 3

Patrones de circulación atmosférica asociados a la generación de tornados en la Faja Volcánica Transmexicana

Resumen

En años recientes se ha identificado que la región central del país es donde mayor actividad tornádica se presenta. En esta investigación se analizan las condiciones sinópticas asociadas a la generación de tornados a lo largo de la Faja Volcánica Transmexicana. Con este objetivo, se utilizan los promedios diarios de los datos de reanálisis del NCEP-NCAR para los días con tornados y/o trombas marinas en el periodo 2013 – 2018. El estudio se basó en la variabilidad estacional y las anomalías de las condiciones ambientales a 500-hPa, 700-hPa, 850-hPa y superficie. El análisis reveló tres patrones sinópticos modulados por un anticiclón en niveles medios (500-hPa). Una trampa de humedad creada por el anticiclón parece favorecer la saturación hasta cerca de los 5000 metros sobre la superficie, siendo un factor determinante en la formación de inestabilidad en niveles bajos. La variabilidad estacional en las circulaciones atmosféricas en los casos de tornados muestra cómo se prioriza el aporte de humedad del Golfo de México o el Océano Pacífico según la época del año. Examinando parámetros de inestabilidad, se identifican patrones de convergencia en superficie – humedad en niveles medios – divergencia en altura, como representativos para la formación de tormentas severas y tornados. Se propone un modelo esquemático de convección llana – profunda con base en el análisis de la estructura vertical de la atmósfera para los días con tornado. Este trabajo expone, por primera vez, el rol de las circulaciones atmosféricas de escala sinóptica en la producción de inestabilidad necesaria para la generación de tornados en la porción central México.

Adaptación de:

León-Cruz J. F., Carbajal N. & Pineda-Martínez, L.F. (2019). *Synoptic-scale environments associated to the generation of tornadoes along the Trans-Mexican Volcanic Belt*. Manuscrito en preparación.

3.1 Introducción

La identificación de los precursores sinópticos asociados a tormentas severas y tornados es útil para la caracterización de amenazas y el manejo de riesgos. Dichas clasificaciones se crean, comúnmente, a través de la determinación de las circulaciones atmosféricas en superficie y variados niveles isobáricos. Si bien tales elementos interactúan a nivel local con diversos parámetros estáticos (p. ej. orografía) y dinámicos (p. ej. brisa montaña – valle), su identificación resulta útil para los pronosticadores y tomadores de decisiones.

Recientemente, se ha identificado a la región de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) como la zona donde mayor cantidad de tornados se han registrado en el país (Carbajal, León-Cruz, Pineda-Martínez, Tuxpan-Vargas, & Gaviño-Rodríguez, 2019). Además, se ha encontrado una tendencia de incremento con respecto a la climatología previa (Macías-Medrano & Avendaño-García, 2014). Considerando a los tornados como la manifestación más extrema del tiempo severo, datos documentales que sustenten su existencia se pueden utilizar a fin de conocer las circulaciones atmosféricas asociadas. De esta forma, se puede establecer un primer acercamiento a la problemática de la identificación de precursores de escala sinóptica del tiempo severo en México.

En los Estados Unidos (EE. UU.) se han identificado, a partir de diversos estudios, tres características clave para la consideración de un enjambre de tornados: una vaguada en niveles medios – altos, una corriente en chorro en niveles altos y la subsecuente formación de una baja cerrada en superficie (ciclón extra tropical) (Mercer, Shafer, Doswell, Leslie, & Richman, 2012). De la misma forma, Doswell (1980) identifica, para la región de las Grandes Llanuras, la importancia de puntos de rocío de 7 °C (o superiores) en la división continental, junto con una corriente de más de 10 m s⁻¹ en niveles medios y la presencia de un límite de convergencia en superficie. Por otro lado, Gaffin & Parker (2006) explican la importancia de una vaguada prefrontal para la formación de tornados significativos en la región sur de los Apalaches. Aquí, las diferencias en la dirección del viento y los puntos de rocío se vincularon a dicho límite de convergencia, y no a las características del terreno.

Otra región frecuentemente analizada es el Mediterráneo en Europa. Por ejemplo, para España, Homar, Gayà, & Ramis (2000) explican la formación de tornados a partir de sistemas convectivos desarrollados a lo largo de un límite de convergencia, estos a su vez relacionados a un baja cerrada en niveles medios y altos. Por otro lado, Costa, Mezzasalma, Levizzani,

Alberoni, & Nanni (2000) señalan para Italia, la importancia de un intenso flujo del oeste en la troposfera media, con una onda baroclínica incrustada de rápido movimiento, donde la estructura vertical asociada muestra fuerte cizalladura vertical del viento. Por otro lado, Sioutas (2003), propone un esquema de clasificación de patrones sinópticos favorables para el desarrollo de tornados en Grecia. Para ello se basa en las circulaciones al nivel de 500-hPa, definiendo el flujo del suroeste, la vaguada de onda larga, la baja cerrada (similar a casos previamente expuestos) y la vaguada de onda corta.

Para la región de Sudamérica, Nascimento & Foss (2010) señalan las diferencias encontradas con respecto a los patrones en los EE. UU. Ellos muestran como los eventos de tiempo severo en esta porción del planeta ocurren justo delante, o a lo largo, de un sistema frontal o una vaguada invertida en superficie, más lejano al ciclón extra tropical típico de las Grandes Llanuras de los EE. UU. Otra serie de patrones sinópticos en Reino Unido son propuestos por Bolton, Elsom, & Meaden (2003). Ellos mencionan, por ejemplo, frentes fríos en asociación con el rápido desarrollo de una baja presión; regiones con alta cizalladura del viento mejorada por las características de terreno; y áreas de baja presión débiles para finales de verano o primavera. En este mismo sentido, Nastos & Matsangouras (2014) clasifican, a partir de compuestos medios estacionales, las condiciones sinópticas para días con tornados y trombas marinas. Ellos señalan que, la importancia de este tipo de estudios radica en la identificación de los diferentes procesos que guían a la formación de estos fenómenos.

En este contexto, el presente trabajo analiza, a través de compuestos estacionales, los patrones de circulación atmosférica asociados a la actividad tornádica en la región de la Faja Volcánica Transmexicana. Para ello, se emplean los compuestos diarios y las climatologías a largo plazo de los datos de reanálisis NCEP-NCAR. Diferentes parámetros como; altura geopotencial, temperatura, humedad relativa, convergencia y divergencia, cizalladura vertical del viento e índice de elevación, son analizados en diferentes niveles isobáricos. El objetivo es establecer patrones sinópticos asociados a la actividad tornádica en esta región del país. En la sección 3.2 se muestran los datos y la metodología empleada. En la sección 3.3 se expone la distribución estacional de datos documentales de tornados en la FVTM. Además, en función de los compuestos medios y anomalías estacionales, se explican las circulaciones a 500-hPa, 700-hPa y 850-hPa asociadas a la generación de tornados y trombas marinas. En esta sección también se analizan las condiciones favorables para la convección

a través de la construcción de diversos índices de inestabilidad. En la sección 3.4 se discuten los resultados encontrados a través de los elementos involucrados y la estructura vertical del sistema. Finalmente, las conclusiones se presentan en la sección 3.5.

3.2 Datos y metodología

Del total de reportes de tornados (TO) y trombas marinas (TM) se seleccionaron aquellos que cumplieran con dos criterios: que se localizaran dentro de la FVTM y que se limitaran al periodo 2013 – 2018. Dichos umbrales espaciotemporales arrojaron un total de 78 casos de TO y 12 casos de TM. Estos eventos se clasificaron en días con actividad tornádica (sin diferenciar entre TO y TM) y se catalogaron estacionalmente en invierno (Diciembre – Enero – Febrero, DEF), primavera (Marzo – Abril – Mayo, MAM), verano (Junio – Julio – Agosto, JJA) y otoño (Septiembre – Octubre – Noviembre, SON). Las condiciones sinópticas para cada caso de TO/TM se examinaron a partir de los datos NCEP/NCAR Reanalysis 1 (Kalnay et al., 1996). Estos datos cuentan con cobertura global a resolución espacial de 2.5° , con salidas cada cuatro horas, compuestos diarios y mensuales desde el 01/01/1948 hasta el presente. Además, poseen medias mensuales a largo plazo (1981 – 2010). En la vertical ostentan 17 niveles de presión (1000 – 10 hPa) y 28 niveles sigma.

Para este estudio, se definieron dos dominios espaciales (Fig. 3.1): d01 de 0° a 50° de latitud y -130° a -70° de longitud; y d02 de 10° a 35° de latitud y -120° a -85° de longitud. A fin de establecer los patrones de circulación atmosférica, se examinó el valor medio diario de la altura geopotencial, humedad relativa y temperatura para cada uno de los días con actividad tornádica en los niveles isobáricos de 500-hPa, 700-hPa, 850-hPa y, superficie. Mismo procedimiento se siguió para las variables de inestabilidad y el resto de los parámetros analizados. Posteriormente, se diferenciaron en los compuestos DEF, MAM, JJA, SON y se calculó el promedio estacional para días con actividad tornádica. Utilizando dichos compuestos se calcularon las anomalías estacionales de las diferentes variables analizadas a partir de la climatología a largo plazo del NCEP/NCAR (1981 – 2010). Finalmente, se realizaron cortes verticales transversales a latitud y longitud constante para días característicos con actividad.

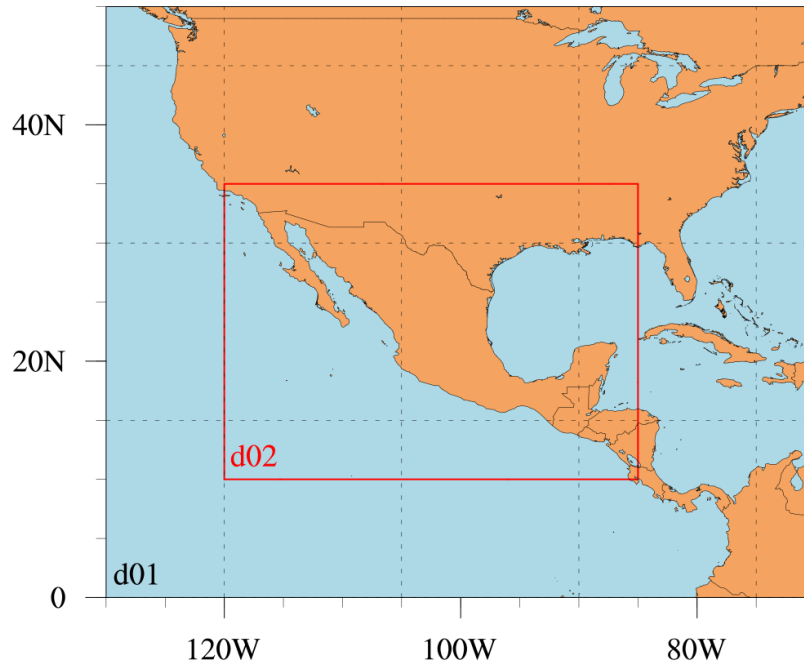


Figura 3.1 Configuración de los dominios utilizados.

3.3 Resultados

3.3.1 Distribución espaciotemporal de reportes de actividad tornádica

Para el periodo de análisis establecido se contabilizaron un total de 90 casos distribuidos en 81 días con actividad tornádica (Fig. 3.2). Los meses de verano (JJA) son los que mayor número de reportes poseen, le siguen los meses de primavera (MAM) y finalmente los de otoño (SON). Para el periodo de invierno (DEF) sólo se reportó un evento, por lo que no se consideró representativo para el análisis. Conforme a la distribución horaria, el mayor porcentaje de la actividad se presentó entre las 15:00 y 18:00 hora local. La distribución temporal sigue el mismo patrón que la climatología previamente expuesta. La mayor parte de los reportes se concentran en los estados de México, Tlaxcala, Puebla, Hidalgo y la Ciudad de México. Como característica interesante, poco más del 50% de los registros se detectó en alturas superiores a los 2400 msnm.

A partir del análisis de los datos documentales, se puede observar la sutil tendencia de desplazamiento de este a oeste del dominio, conforme avanza el periodo estacional (Fig. 3.3). Para primavera una ligera concentración de reportes entre Puebla, Tlaxcala, Estado de México e Hidalgo. Para verano, se mantiene la concentración de reportes en la zona centro – este con algunos puntos sobre Michoacán, Querétaro, Guanajuato y Jalisco. Finalmente, en

otoño, Michoacán y Jalisco, al oeste del dominio, son los que mayor cantidad de informes concentran.

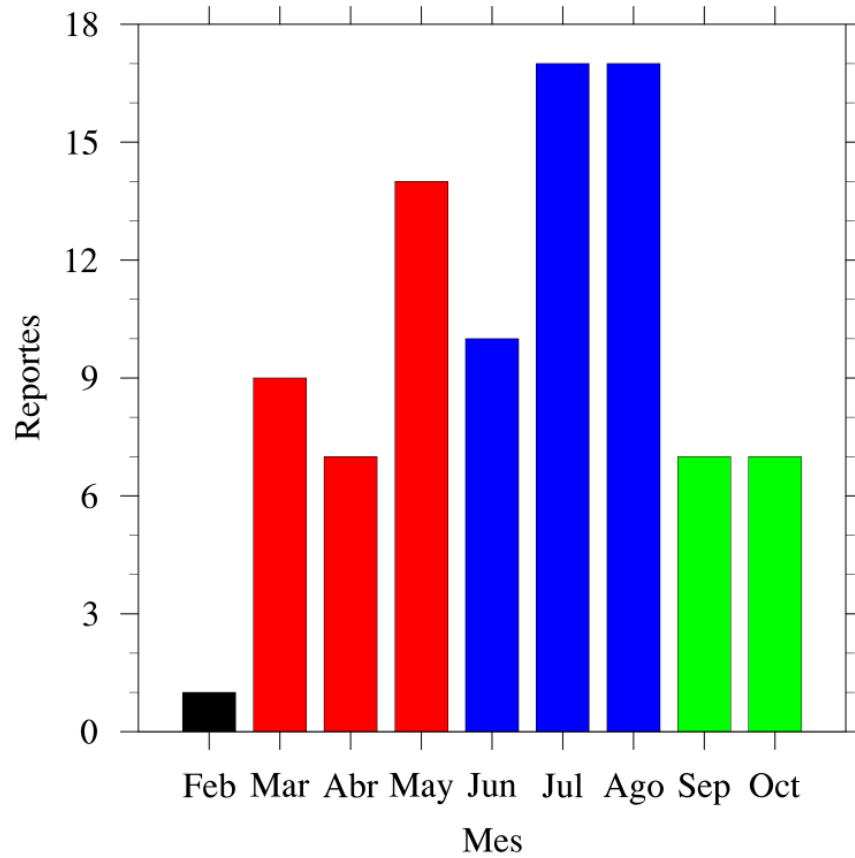


Figura 3.2 Distribución mensual de la actividad tornádica en la zona de estudio. Las barras en rojo indican el periodo MAM, las barras en azul el periodo JJA, las barras en verde el periodo SON y la barra en negro el periodo DEF.

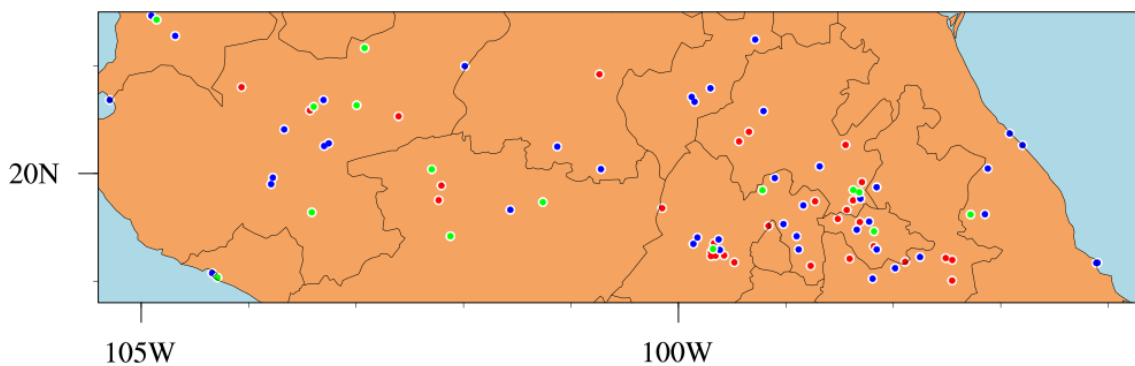


Figura 3.3 Distribución espacial de reportes de actividad tornádica. Los puntos en rojo indican el periodo MAM, los puntos en azul el periodo JJA y los puntos en verde el periodo SON.

3.3.2 Patrones de circulación a 500-hPa

Para el compuesto MAM el patrón de circulación (Fig. 3.4 a) se caracteriza por un débil anticiclón sobre la región centro de México y extendiéndose en dirección este – oeste. Su posición favorece la circulación desde el Océano Pacífico hacia la región continental. Dada la estructura del anticiclón se forman, al noroeste y sureste, regiones de divergencia/convergencia y máxima vorticidad. Hacia el este del dominio, se identifica una onda corta desde Florida hasta la región del Caribe, lo que ayuda al cierre de la circulación anticiclónica sobre el centro de México. Al sur del anticiclón, una cresta es visible desde el Océano Pacífico hasta el Istmo de Tehuantepec. En la anomalía de altura geopotencial (Fig. 3.4 d) se observa que todo el dominio presenta valores positivos, lo que indica temperaturas superiores a la media en dicho nivel isobárico. Además, se muestra una clara demarcación de dos polos de anomalías positivas, al este y centro de los EE. UU., y otra más a la altura del Caribe.

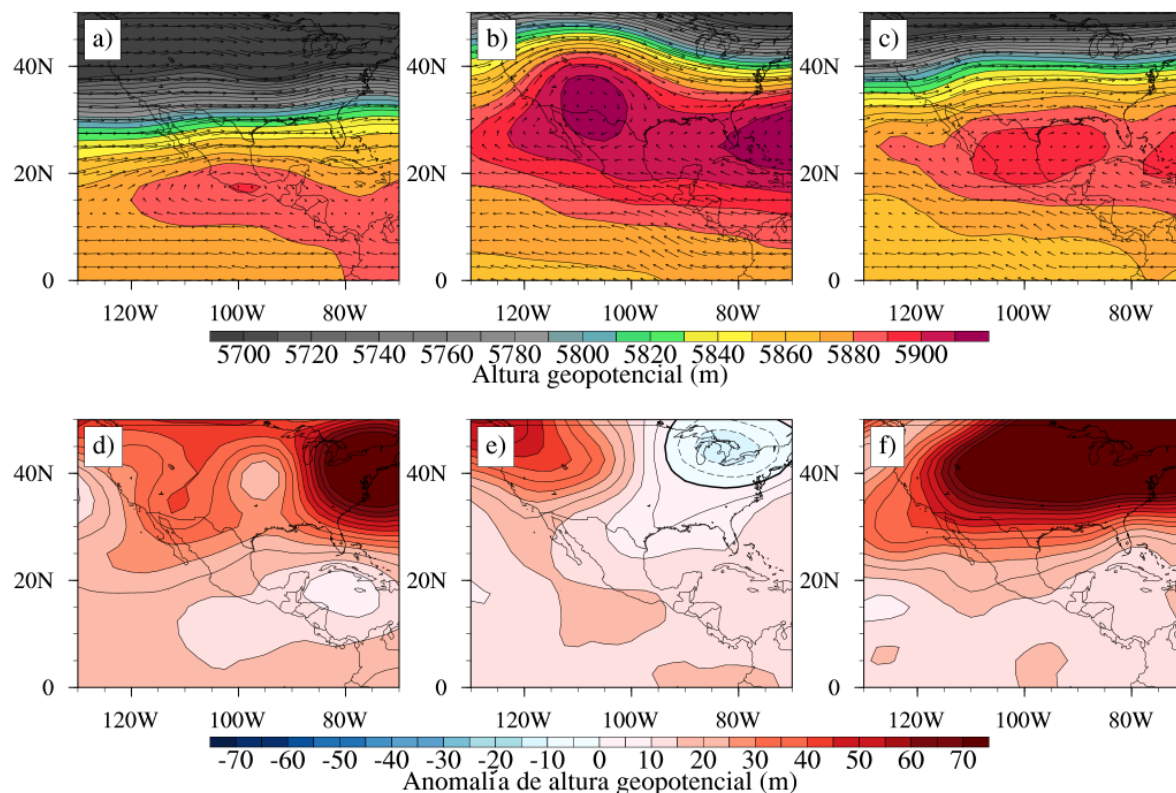


Figura 3.4 Compuestos medios diarios estacionales de altura geopotencial (m) con vectores de vientos (columna superior) y anomalías de altura geopotencial (m) (columna inferior) a 500-hPa para días con actividad tornádica en MAM (a, d), JJA (b, e) y SON (c, f).

En los meses de verano (JJA), la situación sinóptica al nivel de 500-hPa se identifica por la presencia del anticiclón sobre Chihuahua (Fig. 3.4 b). En estos meses se pueden observar los valores máximos de altura geopotencial, comparados con los demás compuestos estacionales. La estructura del anticiclón favorece la convergencia de flujos hacia la región de estudio, además de la formación de una onda corta desde el sur de los EE. UU. hasta la FVTM. Al contrario del caso anterior, el flujo con mayor aporte hacia la región continental de México se da desde el Golfo de México y la región del Caribe. La anomalía de altura geopotencial (Fig. 3.4 e) muestra que dicho patrón parece estar modulado por una anomalía negativa localizada al este de los EE. UU., a partir de un canal que se extiende en la misma dirección de la onda corta ya mencionada. Dicha anomalía se deriva de aire anormalmente frío en la porción noreste de los EE. UU. Nuevamente, valores positivos son observados en la mayor parte de la región de estudio, lo que indicaría la presencia de aire ligeramente más cálido de lo considerado normal a niveles medios de la atmósfera.

Para el caso del compuesto SON (Fig. 3.4 c), el patrón de circulación se determina a partir del desplazamiento del anticiclón hacia el sur, y su intensificación con respecto al compuesto MAM. El flujo con mayor aporte hacia la FTVM se da desde el Golfo de México. Porciones del anticiclón muestran claras regiones de divergencia a los 500-hPa sobre la región de estudio. La onda corta identificada para los meses de primavera sobre Florida también se localiza para este periodo estacional. Otra onda corta sobre Baja California también se muestra. Es claro que los vientos del este tienen una influencia importante para estos casos, al igual que para los meses de verano. En términos de la anomalía de altura geopotencial (Fig. 3.4 f) se sugiere que el patrón de circulación se deriva de la zona anormalmente cálida que ocupa gran parte de los EE. UU. Además, se identifican canales en dirección norte – sur sobre la porción central del país. El primero siguiendo la Península de Baja California, y el segundo, menos claro, desde Coahuila hasta Oaxaca.

3.3.3 Patrones de circulación a 700-hPa

Para el nivel de 700-hPa el patrón de circulación en el compuesto MAM (Fig. 3.5 a) se caracteriza, nuevamente, por una región de circulación anticiclónica sobre el área de estudio. Además, dos ondas cortas, sobre Nuevo León y la Península de Baja California, dan la estructura característica a este patrón. Regiones de máxima humedad se identifican alrededor

de la circulación antes mencionada. Asimismo, se identifica el claro contraste de humedad entre el noroeste y el centro de México. La advección de humedad en este caso es bastante clara. La anomalía de altura geopotencial (Fig. 3.5 d) sigue un patrón similar al nivel de 500-hPa. Dos regiones con las máximas diferencias se localizan al este y centro de los EE. UU. En el compuesto JJA la circulación (Fig. 3.5 b) se determina por un ligero anticiclón sobre Chihuahua y la cresta oeste del anticiclón de las Azores, al este del dominio. Tal circulación favorece, en este nivel isobárico, la advección de humedad desde el Golfo de México. Los máximos de dicho parámetro se concentran en la porción central del país en dirección noroeste – sureste. Además, la estructura onda corta – cresta – onda corta se aclara bastante en este nivel, diferenciando las regiones húmedas y secas (y por ende de máxima convergencia de humedad) del país. La anomalía de geopotencial es generada a partir de una circulación ciclónica al noreste de los EE. UU. que parece ser la responsable de la estructura de dicho patrón (Fig. 3.5 e). Esto a través de un canal que se forma en dirección noreste – suroeste, muy similar (pero mejor identificado) al encontrado en los 500-hPa.

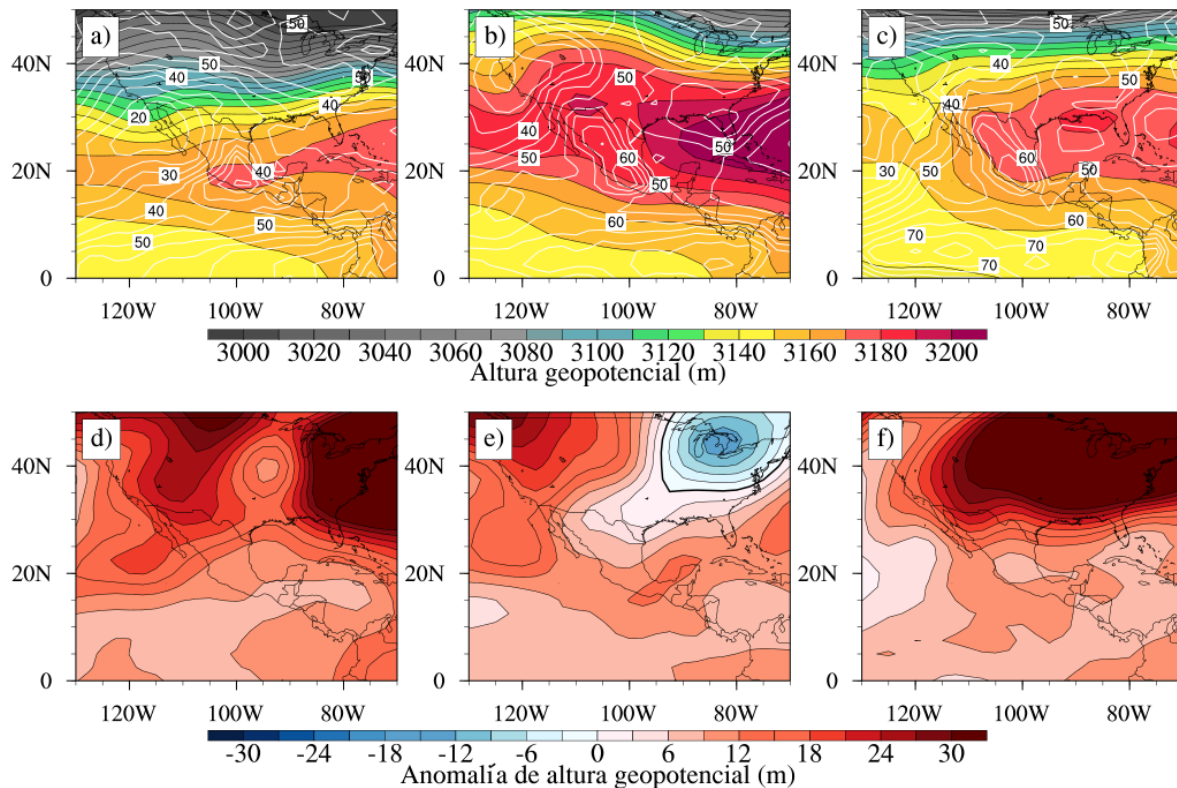


Figura 3.5 Compuestos medios diarios estacionales de altura geopotencial (m) con humedad relativa (%) (columna superior) y anomalías de altura geopotencial (m) (columna inferior) a 700-hPa para días con actividad tornádica en MAM (a, d), JJA (b, e) y SON (c, f).

Finalmente, para el compuesto SON (Fig. 3.5 c) las condiciones sinópticas se identifican por una onda corta desde Coahuila hasta el centro del país. Al este, un anticiclón sobre Florida favorece la circulación desde el Golfo de México. Nuevamente, los máximos de humedad se identifican a lo largo de la onda corta. El debilitamiento del anticiclón visible en niveles medios (500-hPa) es bastante claro para este compuesto. Por otro lado, en la anomalía (Fig. 3.5 f) se muestra una intensa región positiva sobre la mayor parte de los EE. UU. Nuevamente se atribuyen temperaturas anormalmente cálidas en esta porción del dominio, por lo que se entiende que son estas mismas condiciones las que modulan la circulación general.

3.3.4 Patrones de circulación a 850-hPa

En niveles cercanos a la superficie, el patrón estacional del compuesto MAM (Fig. 3.6 a) se dispone por una estructura de alta – baja – alta de altura geopotencial. La onda corta generada entre los dos sistemas anticilónicos del Pacífico y el Atlántico ayuda a la advección termal desde el Golfo de México y la Península de Baja California. El resultado se observa como una región con altas temperaturas en el nivel de los 850-hPa. Además, derivado de las circulaciones mencionadas, zonas de divergencia y convergencia en todo lo largo de esta baja de altura geopotencial son visibles. La anomalía (Fig. 3.6 d) muestra valores positivos sobre todo el dominio de análisis.

Para MAM (Fig. 3.6 b), la circulación se define por la penetración de la cresta oeste del anticiclón de las Azores sobre el territorio mexicano. La formación de una onda corta sobre todo el centro sur del país es evidente. La circulación asociada favorece la advección termal en esta misma región del país. Es importante mencionar que el contraste termico es aún más claro sobre la zona de Coahuila. La anomalía (Fig. 3.6 e) muestra un canal de valores negativos extendido desde la ya mencionada región noreste hasta la porción central de México. El contraste térmico y de humedad es bastante claro en este nivel y periodo estacional.

En el compuesto SON (Fig. 3.6 c), se puede observar un anticiclón dominante sobre Florida, en los EE. UU. La advección termal en este caso, es mínima para la región este del dominio, pero máxima en la porción centro. La penetración de la cresta oeste del anticiclón de las Azores es también notoria. Examinando la anomalía de altura geopotencial (Fig. 3.6 f) se puede observar, por primera vez, una región de valores negativos sobre la porción central del

país. Dicha condición se asocia a un ambiente más frío de lo que se considera normal para este periodo estacional. La diferencia entre la anomalía a 700-hPa y 850-hPa es tan grande que, se infiere, al menos para este periodo estacional, que los cambios en niveles cercanos a superficie son indispensables en la formación de condiciones inestables.

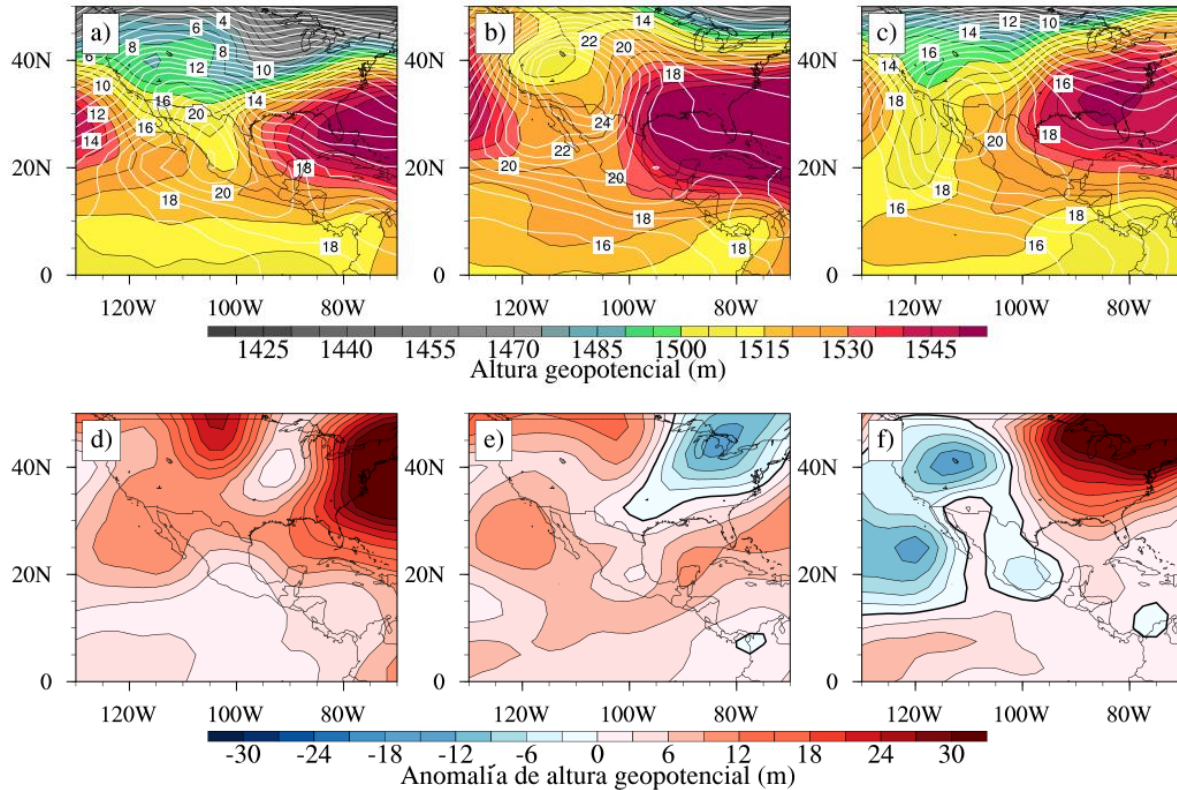


Figura 3.6 Compuestos medios diarios estacionales de altura geopotencial (m) con temperatura (°C) (columna superior) y anomalías de altura geopotencial (m) (columna inferior) a 850-hPa para días con actividad tornádica en MAM (a, d), JJA (b, e) y SON (c, f).

3.3.5 Análisis de la actividad convectiva

En esta sección, se analizan diversos parámetros que buscan delimitar entornos para la generación de condiciones inestables. Para el caso del índice de elevación (LI) se puede observar que la actividad tornádica en el compuesto MAM (Fig. 3.7 a) se presenta en ambientes considerados ligeramente inestables (-2 a -3). Para JJA (Fig. 3.7 b), la región de estudio incrementa su potencial de inestabilidad (-3 a -4), sin mostrar valores extremos. Finalmente, en el compuesto SON (Fig. 3.7 c), se observa un decremento. Se identifica una transición este – oeste de las regiones inestables en la zona de estudio conforme el avance estacional. Lo anterior puede relacionarse con la intensificación de los vientos del este y su

influencia sobre el territorio mexicano a través de ondas tropicales. De igual forma, la intensificación del anticiclón en el Océano Atlántico y el debilitamiento del anticiclón en el Pacífico parece ser importante para la regulación de este parámetro de inestabilidad.

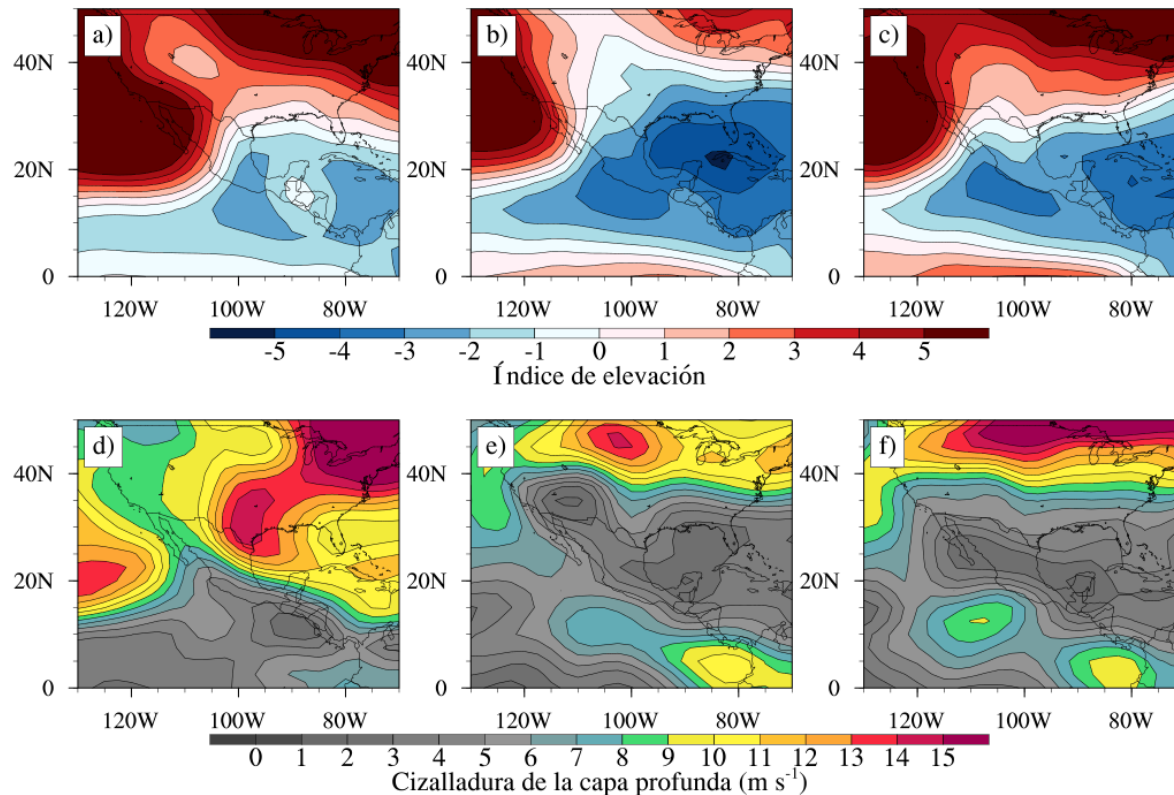


Figura 3.7 Compuestos medios diarios estacionales del índice de elevación (fila superior) y cizalladura vertical del viento entre superficie y 500-hPa (fila inferior) para días con actividad tornádica en MAM (a, d), JJA (b, e) y SON (c, f).

Otro de los elementos considerados en la formación de sistemas generadores de tormentas, es la cizalladura de la capa profunda (entre la superficie y los primeros 6 km de altura). Para este caso en particular, el compuesto MAM (Fig. 3.7 d) muestra valores bajos – medios de cizalladura (entre 6 y 9 m s^{-1}) en la región de estudio. Al norte de México, el pico máximo es atribuible a la entrada de sistemas frontales. En JJA (Fig. 3.7 e), se observa una disminución drástica de la cizalladura vertical del viento en todo el país. Misma situación es observable para los días con tornado en el compuesto SON (Fig. 3.7 f). Lo interesante en este sentido, es que se puede establecer que la cizalladura del viento en la capa profunda no es un elemento necesario para la formación de tornados en el centro de México. Esto se adecua a la

afirmación de que la mayor parte de la tornadogénesis en tal porción del territorio es del tipo no-supercelda. Evidentemente, dicha situación no es aplicable para la región noreste.

Utilizando el dominio d02 se realizó un análisis de convergencia en superficie, como elemento de iniciación de la convección; humedad relativa en 500-hPa, como detonador de inestabilidad; y divergencia en 250-hPa, con parámetro necesario para la aceleración vertical. Dicho modelo de convección muestra para el compuesto MAM (Fig. 3.8 a) valores medios de humedad, con fuerte presencia de convergencia en superficie, y sin divergencia en niveles altos. Para el compuesto JJA (Fig. 3.8 b), las tres condiciones se reúnen de manera notable en la región de estudio. Fuerte convergencia en superficie, altos valores de humedad en niveles medios e intensa divergencia en altura son determinantes en la formación de inestabilidad dentro de la que se han documentado tornados en la FVTM. Para el otoño (Fig. 3.8 c) un patrón similar es encontrado, sin embargo, este se desplaza hacia la porción suroeste del dominio.

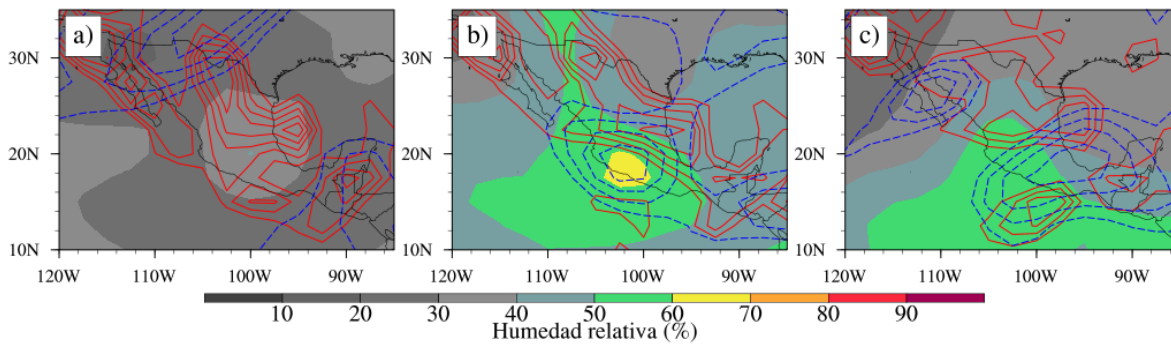


Figura 3.8 Compuestos medios diarios estacionales de convergencia en superficie (líneas continuas en rojo), humedad relativa (%) en 500-hPa y divergencia en 250-hPa (líneas punteadas en azul) para días con actividad tornádica en (a) MAM, (b) JJA y (c) SON.

Observando la estructura vertical de la humedad relativa para casos representativos de tornados en MAM, JJA y SON, diversas situaciones se vuelven evidentes. Dichos cortes se realizaron utilizando el centroide del reporte del tornado como eje en cortes oeste – este y sur – norte. Para el caso del compuesto MAM (Fig. 3.9 a, d), se puede ver como la penetración de la humedad se da sólo hasta niveles medios de la atmósfera (alrededor de los 500-hPa). Dicho máximo es localizado justo sobre la región dónde se documentó el evento de tornado y una capa de aire más seco se localiza justo por encima, situación que incrementa la inestabilidad. Para el compuesto JJA (Fig. 3.9 b, e), la humedad logra alcanzar niveles

superiores (sobre todo al norte del dominio), sin embargo, en términos generales se mantiene alrededor de los 500-hPa. Finalmente, en el compuesto SON (Fig. 3.9 c, f), se observa un aumento generalizado de humedad en la mayor parte de la columna atmosférica. Los máximos de humedad (cercanos a la saturación) se localizan mayormente en zonas cercanas a la superficie.

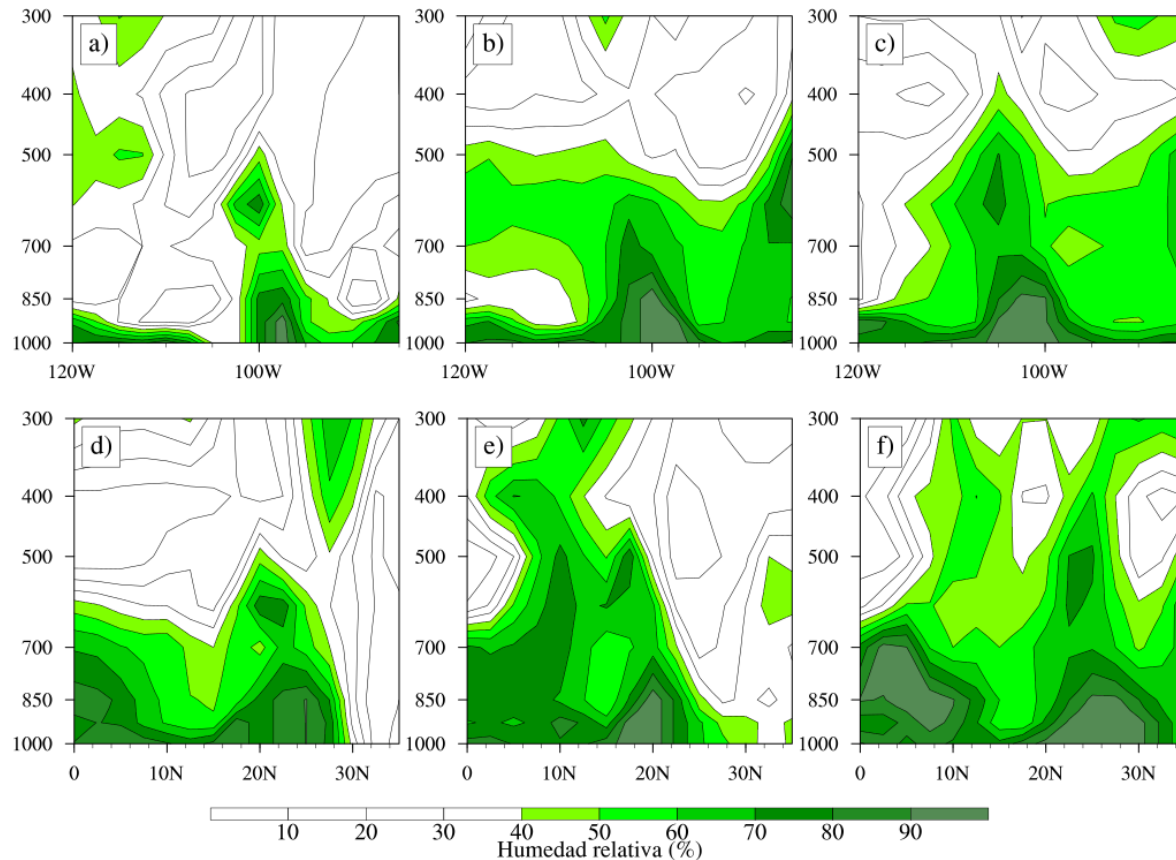


Figura 3.9 Cortes verticales transversales a latitud (fila superior) y longitud (fila inferior) constante, para humedad relativa entre 1000-hPa y 300-hPa para días característicos con tornados de (a, d) MAM, (b, e) JJA y (c, f) SON de 2018. Los cortes están centrados sobre el punto de localización del tornado.

3.4 Discusión

Integrando los análisis anteriores se pueden puntualizar algunas observaciones. Los casos de tornados en primavera (MAM) se identifican por un anticiclón debilitado sobre la región de estudio. Tal situación se entiende como subsidencia en niveles medios e inhibición de la convección. Sin embargo, algunos kilómetros por debajo, a los 700-hPa se puede observar el debilitamiento de la circulación anticiclónica, y el incremento de la divergencia y la humedad relativa. Esto se complementa con altas temperatura en los 850-hPa y una región de baja

presión que funciona como intensificador de la convergencia en los niveles inferiores. Ya en superficie se observa clara convergencia, con alguna influencia de la orografía. Tal combinación de elementos da como resultado la creación de corrientes ascendentes que transportan vapor de agua desde los niveles bajos hasta cerca de los 5000 metros de altura. El anticiclón, en este caso, funciona como una trampa o tapón de la humedad, ayudando a que todo lo que esté por debajo de éste, alcance el nivel de saturación. Si se tiene como referencia que las alturas en el centro de México están por encima de los 2000 msnm, se puede inferir que los tornados se dan en estructuras poco profundas, posiblemente relacionadas con nubes torre-cúmulos.

Para el caso de los tornados en el compuesto JJA, la fuerte circulación desde el Golfo de México, combinado con la divergencia al sur del anticiclón de Chihuahua, ayuda a la alta concentración de humedad en niveles medios. A este escenario se le suma la advección de humedad al nivel de 700-hPa desde el mismo Golfo de México. Otros elementos para considerar son la penetración de la cresta oeste del Anticiclón de las Azores a 850-hPa y las altas temperaturas en dicho nivel. En superficie, la convergencia mejorada por la orografía parece ser determinante en el proceso de iniciación. Observando la estructura completa, tales parámetros son complementados por divergencia en altura. El resultado es la formación de regiones de convección profunda y húmeda, superando, en algunos casos, la barrera de los 500-hPa. Esto se puede relacionar con nubes de crecimiento vertical tales como cúmulos congestus y/o cumulonimbos.

En el compuesto SON se observa un escenario similar, pero con algunas diferencias determinantes. Primero, está el fortalecimiento del anticiclón en el nivel de 500-hPa sobre la región de estudio. Unos kilómetros por debajo, a los 700-hPa, se observa su debilitamiento, lo que indica la poca profundidad que alcanza dicha circulación. La fuerte advección de humedad desde el Golfo de México por la cresta del Anticiclón de las Azores acompañado por los fuertes vientos del este (presentes en prácticamente todos los niveles), producen la penetración de humedad hacia el oeste de la FVTM. El resultado es la formación de un ambiente muy cercano a la saturación en prácticamente todo el dominio de estudio. En superficie, al contrario de los casos anteriores, no se observan grandes extensiones de convergencia. Esto sugiere, que si bien el ambiente por encima del terreno es propenso para la formación de tormentas (por las altas concentraciones de humedad), la falta de límites de

convergencia en niveles bajos, necesarios para la formación de vorticidad, es un factor para considerar la disminución en el número de reportes en este compuesto estacional.

3.5 Conclusiones

Utilizando diferentes criterios de selección se han analizado los ambientes sinópticos de 90 casos de tornados y trombas marinas en México, contenidos en 81 días de actividad tornádica. A partir de los datos de reanálisis NCEP/NCAR, se construyeron compuestos estacionales medios para cada tipo de tornado en MAM, JJA, SON. Se analizaron y clasificaron los tipos de eventos, según las circulaciones atmosféricas dominantes en los niveles de 500-hPa, 700-hPa y 850-hPa. Además, se efectuaron cálculos relacionados con procesos convectivos para cada compuesto, a fin de conocer los ambientes bajo los cuales se han observado tornados y trombas marinas en la FVTM. A raíz de ello, se pueden resaltar algunos puntos:

- El patrón de circulación en los 500-hPa está modulado, principalmente, por el desplazamiento y proceso de fortalecimiento/debilitamiento del anticiclón del centro de México.
- Dicho sistema de circulación es débil, por lo que no logra penetrar niveles inferiores, lo que ayuda a la generación de regiones de divergencia alrededor del mismo.
- Al nivel de 700-hPa se muestra a la advección de humedad como un elemento primordial en la generación de condiciones inestables, siendo el Océano Pacífico y el Golfo de México las fuentes principales.
- Cercano a la superficie (850-hPa), la cresta oeste del anticiclón de las Azores y su nivel de penetración sobre el territorio mexicano es fundamental para la advección de aire húmedo desde el Golfo de México.
- El índice de levantamiento muestra condiciones favorables para la inestabilidad en el centro del país al momento de registrarse actividad tornádica, por el contrario, la falta de cizalladura vertical sugiere el mínimo impacto que tiene esta sobre los procesos que conllevan a la generación de tornados en la FVTM.
- La estructura vertical de la humedad señala tres casos particulares: en MAM el proceso de trampa de humedad, en JJA el modelo de convección profunda: convergencia – humedad – divergencia, y en SON la mínima convergencia en

superficie acompañada de la máxima concentración de humedad en el resto de la columna atmosférica.

Si bien es necesario un estudio a mayor profundidad sobre los procesos locales que conllevan a la formación de tornados en el centro del país, el comportamiento de las circulaciones sinópticas muestra que éstas juegan un papel importante para los procesos de inicialización de inestabilidad precedente a la formación de tornados. El entendimiento de las circulaciones generales que se asocian a la generación de tornados en el centro del país es un primer paso para la identificación de escenarios favorables para el desarrollo de estos fenómenos, y que, en un futuro, pueden ser aplicados en la meteorología operativa.

Capítulo 4

Distribución espaciotemporal de la convección profunda sobre la Faja Volcánica Transmexicana

Resumen

La región central de México se caracteriza por su compleja orografía y alta densidad de reportes de tiempo severo. Históricamente, tal tipo de actividad se ha relacionado con la formación de nubes convectivas profundas. El presente trabajo explora, a través de los productos de nube del sensor MODIS y el conjunto de datos CHIRPS, la variabilidad espaciotemporal de la convección profunda y sus manifestaciones a lo largo de la Faja Volcánica Transmexicana. A raíz del análisis de la convección basado en un programa de detección, se identifican y definen temporadas activas, pasivas y de transición. Interesantemente, dicho comportamiento coincide con la distribución de reportes de tornados y los eventos de precipitación extrema (p. ej. percentil 90th, 95th, 99th) en la misma porción del país. Además, se establece la relación entre la formación de nubes convectivas profundas y el terreno a través de forzamiento orográfico. Los patrones encontrados sugieren que, la advección de humedad desde Golfo de México y el Océano Pacífico, es indispensable en la generación de estos sistemas. Mismas fuentes de humedad tienen diferentes impactos según la subregión en la que se establezca el análisis. El estudio de la variabilidad anual de la convección profunda apunta al establecimiento de años secos y húmedos, además de una posible conexión con El Niño – Oscilación del Sur. El estudio de este tipo de fenómenos es importante por las implicaciones que estos tienen en la gestión de riesgo de desastres y el manejo de los recursos hídricos en el país.

Adaptación de:

León-Cruz J. F., Carbajal N., Carbajal-Henken S. & Fischer Q.M. (2019). *Spatiotemporal distribution of deep convective clouds along the Trans-Mexican Volcanic Belt*. Manuscrito en preparación.

4.1 Introducción

Las nubes tienen un rol clave en la regulación climática mundial. La interacción entre éstas y las circulaciones atmosféricas a gran escala resulta principalmente de tres procesos: los cambios de fase, la transferencia radiativa y el transporte turbulento de parcelas de aire (Bony et al., 2015). El estudio de los procesos de retroalimentación de la nube al sistema tierra – atmósfera es un tema clave y aún en discusión para el entendimiento de los cambios en los regímenes globales (Stephens, 2005). Asimismo, resulta necesario para la correcta parametrización de nubes en los modelos climáticos (Carbajal Henken, Lindstrot, Preusker, & Fischer, 2014; Fu, Yang, & Sun, 1996; Tselioudis & Jakob, 2002). Dentro de la extensa variedad de nubes que existen, aquellas asociadas al desarrollo vertical son de especial interés. Esto por las implicaciones en los riesgos asociados a las tormentas, así como por el impacto que las precipitaciones afines a éstas tienen en el sector agrícola y los procesos hidrológicos.

El vínculo entre el tiempo severo y la convección profunda y húmeda es conocido. Algunos de los fenómenos relacionados a este tipo de actividad son la caída de granizo, inundaciones repentinas, tornados y fuertes vientos. Existen diversos elementos a considerar para la generación de tiempo severo. A nivel local están los procesos de la capa límite, los efectos del terreno y de la superficie; también existen los procesos advectivos, tales como límites de convergencia y la advección diferencial; además están los elementos dinámicos, como circulaciones secundarias, inestabilidades de mesoescala y ondas de gravedad (Johnson & Mapes, 2001). A nivel mundial existen diversos trabajos que documentan los ambientes propicios para la convección profunda y eventos extremos (p. ej. Brooks, Lee, & Craven, 2003; Costa, Mezzasalma, Levizzani, Alberoni, & Nanni, 2000; Matsudo & Salio, 2011).

Para determinar las características del tiempo severo existen diversas perspectivas. Una de las más comunes consiste en el uso de datos de reanálisis (Brooks, Lee, & Craven, 2003; Taszarek, Brooks, Czernecki, Szuster, & Fortuniak, 2018). Por otro lado, están los estudios dedicados al uso de productos satelitales. Estos últimos tienen como ventaja que pueden ser utilizados en tiempo cuasi – real, siendo útiles tanto en análisis a largo plazo, como en la predicción operativa. En países como México, donde la cobertura de radares meteorológicos es limitada, el uso de datos de satélite surge como una opción asequible para el monitoreo y estudio de estos fenómenos.

Devasthale & Fueglistaler (2010) analizan, desde el punto de vista climático, la distribución de la convección profunda en la India utilizando datos de los sensores Advanced Very High Resolution Radiometer (AHVRR) y Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS). Asimismo, Matsudo & Salio (2011) analizan eventos de tiempo severo relacionado con sistemas convectivos de mesoescala (MCS) por medio de observaciones del Geostationary Operational Environmental Satellite-12 Infrared (GOES-IR). Por otro lado, Carbajal-Henken, Schmeits, Deneke, & Roebeling (2011) exponen un algoritmo automatizado para la detección de nubes de desarrollo vertical a partir de observaciones del Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager (SEVIRI). De manera similar, Rosenfeld, Woodley, Lerner, Kelman, & Lindsey (2008) proponen un modelo conceptual para la detección de tormentas severas convectivas a través de perfiles verticales recuperados de parámetros de nube del sensor AHVRR y de satélites geoestacionarios. Si bien existen otros trabajos dedicados a este tipo de análisis, los mencionados anteriormente muestran las múltiples aplicaciones que los datos satelitales tienen en el estudio de eventos extremos.

En México, existe poca documentación sobre las tormentas severas convectivas y sus manifestaciones. Se han estudiado diversas características de los sistemas convectivos de mesoescala (Valdés-Manzanilla, 2015), así como los eventos de precipitación extrema (Zuñiga & Magaña, 2017). También, se han analizado la formación de superceldas y tornados en el noreste de México (Edwards, 2006; León-Cruz, Carbajal, & Pineda-Martínez, 2017). Tomando a estos últimos como referencia del tiempo severo, recientemente se ha encontrado que la región de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) posee características peculiares que favorecen la formación este tipo de fenómenos naturales (Carbajal, León-Cruz, Pineda-Martínez, Tuxpan-Vargas, & Gaviño-Rodríguez, 2019). Elementos locales derivados del terreno complejo, así como circulaciones sinópticas y de mesoescala, conceden a esta porción del país un especial interés de análisis.

En el presente trabajo se expone la distribución espaciotemporal de la convección profunda en el centro de México a partir de datos MODIS. En la sección 4.2 se describe el área de estudio, los datos y la metodología utilizada. La sección 4.3 expone los resultados del análisis. En primer lugar, se caracteriza la cobertura de nube en la zona. Posteriormente se establece la variabilidad espacial y temporal de la convección profunda. Además, se identifica la relación entre ésta y los tornados, así como eventos de precipitación extrema y

elementos estáticos como la orografía. Igualmente, se examina la variabilidad anual de los procesos convectivos y se plantea su posible relación con El Niño – Oscilación del Sur. Finalmente, en la sección 4.4 se presenta un resumen y las conclusiones obtenidas, así como el trabajo a futuro.

4.2 Datos y metodología

4.2.1 Área de estudio

La región seleccionada para el análisis se ubica a lo largo del área de influencia de la FVTM. Para este estudio en particular, el área se dividió en 4 subregiones (Fig. 4.1): Oeste (O), Centro – Norte (CN), Centro – Sur (CS) y Este (E). La porción O se caracteriza por una estrecha llanura costera con elevaciones montañosas importantes paralelas a la línea de costa. El CN se identifica por sus amplias llanuras y altas elevaciones, además de representar la porción más seca del dominio. La subregión CS tiene como particularidad su complejidad orográfica y su posición perpendicular a la propagación de flujos del norte. Finalmente, la porción E se define como una amplia planicie costera con importantes aportes de humedad del Golfo y regiones montañosas asociadas.

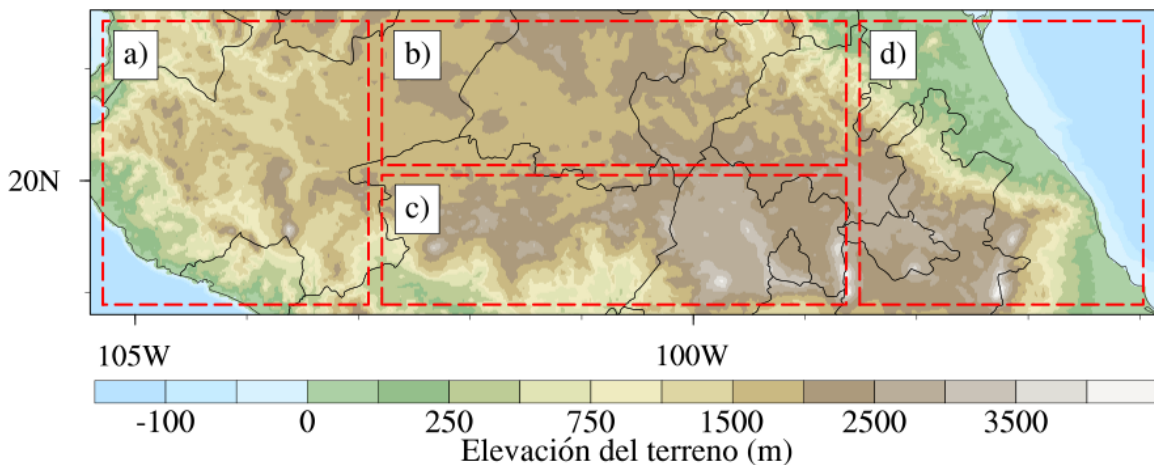


Figura 4.1 Mapa de elevaciones del área de estudio. Las distintas subregiones se indican como: (a) Oeste (O), (b) Centro – Norte (CN), (c) Centro – Sur (CS) y (d) Este (E).

4.2.2 Datos MODIS

El Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) es un instrumento que opera desde los satélites de órbita polar Aqua y Terra. Posee 36 canales entre los 0.405 μm y 14.385 μm . Las resoluciones espaciales en el nadir son de 250, 500 y 1000 metros, dependiendo del

canal. El gran número de productos derivados de las observaciones de MODIS son útiles para la descripción de las características de la tierra, los océanos y la atmósfera, y se pueden utilizar para estudios de procesos de escala global hasta escala local (Lindsey & Herring, 2012).

Los productos atmosféricos de MODIS se dividen en dos categorías: las recuperaciones a nivel de píxel (Nivel-2) y las estadísticas de cuadrícula a nivel global (Nivel-3). En los productos de nivel-2, se utiliza una máscara para discriminar los píxeles de cielo despejado, y así obtener propiedades ópticas y microfísicas de la nube. Además, se obtienen las propiedades de la nube derivadas de las bandas térmicas (Platnick et al., 2003). Los datos de MODIS se almacenan en formato HDF (Hierarchical Data Format) y se dividen en MOD06_L2 (colectados del satélite Terra) y MYD06_L2 (colectados del satélite Aqua). En este estudio se utilizó la Colección-6 (C6) de los productos ópticos y de microfísica de nube de los datos MODIS de Nivel-2 (Platnick et al., 2015a, 2015b). El algoritmo utilizado en la C6 contiene varios cambios y mejoras con respecto a la Colección-5 (Platnick et al., 2017).

4.2.3 Definición de la convección profunda

En la literatura no existe una definición precisa para la convección profunda que utilice sólo datos de percepción remota. Yuan & Li (2010) utilizan valores sesgos de temperatura de brillo (BT) y espesor óptico de la nube (COT). De forma similar, Ntwali & Chen (2018) utilizan el espesor óptico de la nube para determinar la probabilidad de convección profunda. Por otro lado, King, Platnick, Menzel, Ackerman, & Hubanks (2013) utilizan la presión al tope de la nube (CTP) como parámetro base para diferenciar este tipo de eventos. Carbajal Henken, Lindstrot, Preusker, & Fischer (2014) emplean en su algoritmo de detección, la presión y temperatura al tope de la nube, así como su espesor óptico. Para este análisis se optó por utilizar la definición del International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) (Rossow & Schiffer, 1999). Dicha definición ha sido ampliamente utilizada y se considera referencia en el tema. Ésta determina a la convección profunda cuando un píxel posee un valor CTP igual o menor que 440-mb y un COT igual o mayor que 23 (Fig. 4.2).

Con este objetivo, se desarrolló un algoritmo en Python, cuyo fin fue recopilar estadísticas de diez años (2008 – 2017) de diferentes parámetros físicos de la nube contenidos en los datos MODIS. Algunos ejemplos son: presión al tope de la nube (CTP), espesor óptico de la

nube (COT), trayectoria de agua de la nube (CWP), fracción de nube (CF) y por supuesto, convección profunda (CONV). Las salidas se escribieron en formato netCDF (Network Common Data) con una resolución espacial de 0.05° , lo que permitió analizar localmente los procesos convectivos y su relación con las características locales. Debido a la disponibilidad de datos sobre la zona de estudio, la cobertura temporal que se utilizó en el análisis comprende de las 16:00 UTC a las 22:00 UTC. Dicho periodo de tiempo logró captar el proceso de iniciación y maduración de los sistemas convectivos.

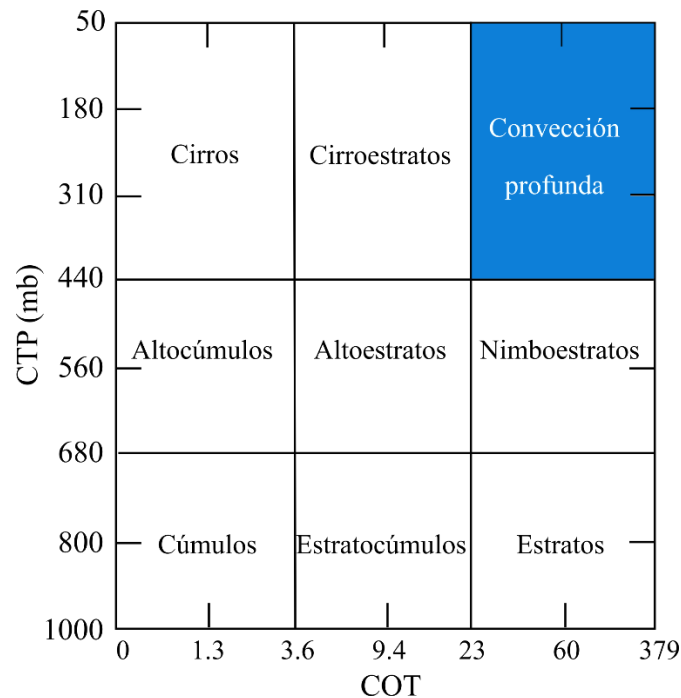


Figura 4.2 Esquema de clasificación de nubes. Elaboración propia basado en Rossow & Schiffer (1999).

4.2.4 Datos CHIRPS

Climate Hazards group Infrared Precipitation with Stations (CHIRPS) es un conjunto de datos de precipitación cuasi – global disponible desde 1981 hasta la actualidad. Comprende desde los 50° S – 50° N con una resolución espacial máxima de 0.05° . CHIRPS contiene información de las zonas terrestres y sus resoluciones temporales son de días, meses, décadas y años. Para su creación se incluyen tres componentes principales: climatologías globales, estimaciones satelitales y observaciones in situ (Funk et al., 2015). Entre las ventajas que proporcionan los datos CHIRPS están su gran cobertura geográfica, la uniformidad temporal, y los procesos de validación propios de su procesamiento y actualización.

Alrededor del mundo, se han publicado algunos trabajos a fin de validar dicho conjunto de datos en malla (p. ej. Katsanos, Retalis, & Michaelides, 2016; Paredes-Trejo, Barbosa, & Lakshmi Kumar, 2017). México, por medio de la CONAGUA, es uno de los principales proveedores de observaciones para CHIRPS (Funk et al., 2015) y, recientemente, diversas investigaciones se han publicado a nivel nacional utilizando dicha base de datos (p. ej. Martínez-Lopez, Quintanar, Cabos-Narvaez, Gay-García, & Sein, 2018; Perdigón-Morales, Romero-Centeno, Barrett, & Ordoñez, 2019; Perdigón-Morales, Romero-Centeno, Pérez, & Barrett, 2018).

Para este estudio se utilizó la versión 2.0 del conjunto de datos de CHIRPS con el objetivo de identificar la distribución espaciotemporal de la precipitación y sus extremos sobre la FVTM. Los datos utilizados fueron los compuestos diarios en el periodo 2008 – 2017, cubriendo el mismo rango de tiempo y dominio espacial que los datos MODIS. La resolución seleccionada fue de 0.05° . El procesamiento de los datos netCDF se realizó a través de Climate Data Operators (CDO) y NCAR Command Language (NCL). Para el análisis de los eventos extremos se calcularon los percentiles 90th, 95th, 99th; en escalas temporales totales y mensuales.

4.3 Resultados y discusión

4.3.1 Distribución espacial de la fracción de nube

El análisis de la distribución media mensual de la fracción de nube se muestra en la Figura 4.3. Para el mes de enero (Fig. 4.3 a) se identifica a la porción del Golfo de México, principalmente sobre el océano, como la zona con mayor cobertura de nube. Esta se ubica paralela a la llanura costera, sin sobrepasar la porción orográfica más alta. La región de la FVTM contiene valores medios que se incrementan conforme se desplazan hacia el Océano Pacífico. Para febrero, marzo y abril (Fig. 4.3 b, c, d), correspondientes a los meses secos, se observa una clara disminución en los valores de fracción de nube. La mayor parte del dominio se mantiene por debajo del 0.3 de cobertura, siempre conservando los valores medios hacia el Golfo de México. Mayo se caracteriza por ser un mes de transición (Fig. 4.3 e) donde comienza la correlación entre los valores medios – altos de fracción de nube y las regiones montañosas.

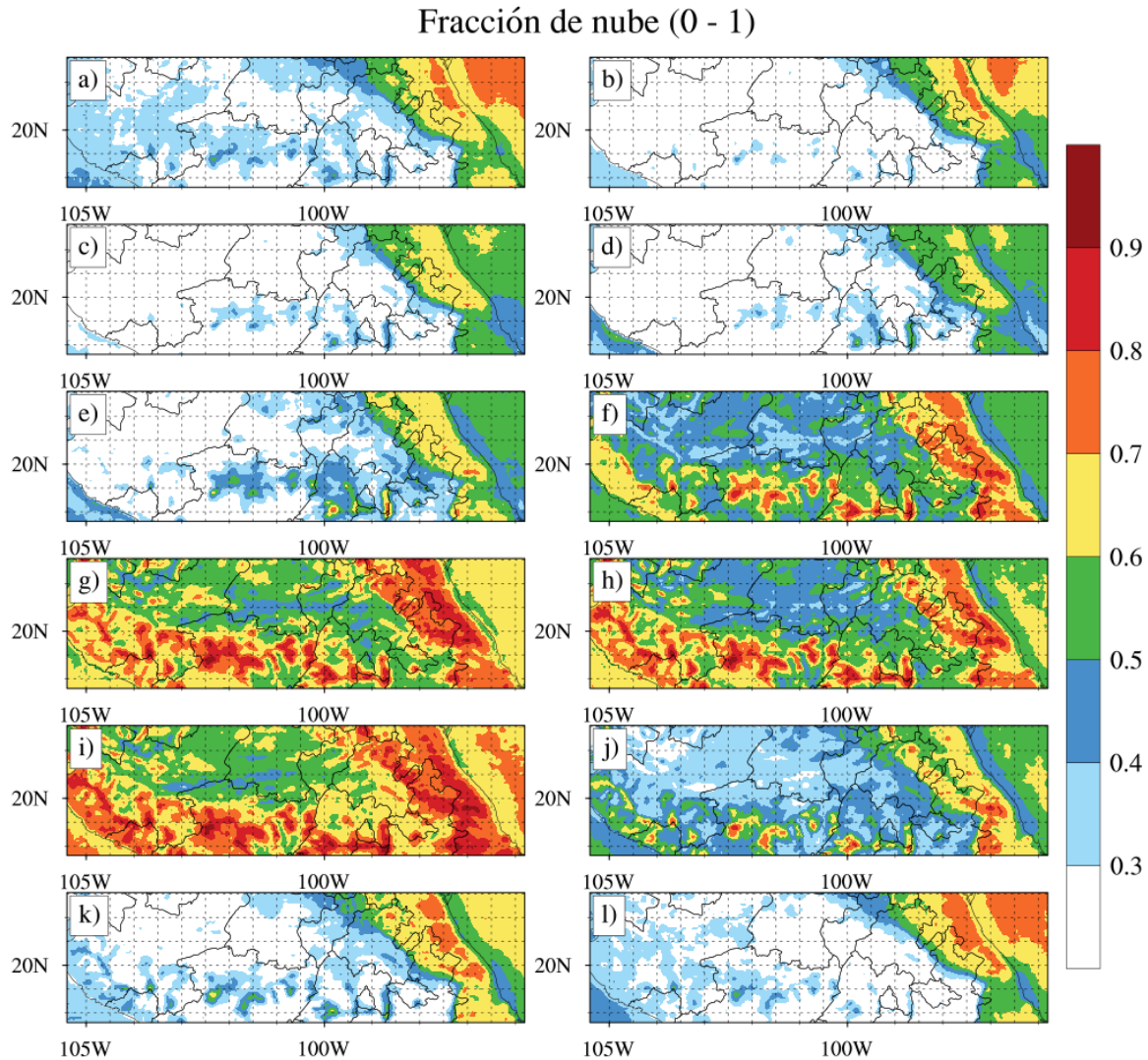


Figura 4.3 Media mensual de fracción de nube (2008 – 2017) para (a) enero, (b) febrero, (c) marzo, (d) abril, (e) mayo, (f) junio, (g) julio, (h) agosto, (i) septiembre, (j) octubre, (k) noviembre y (l) diciembre.

Para los principales meses de verano; junio, julio, agosto y septiembre (Fig. 4.3 f, g, h, i) se identifica una clara correspondencia positiva entre el terreno complejo de la FVTM y los mayores valores de fracción de nube. Éstos muestran una orientación este – oeste. Otras porciones importantes son las llanuras costeras, la primera y más amplia en el Golfo de México y las segunda sobre la estrecha porción del Océano Pacífico. Dichas regiones tienen sus límites sobre las elevaciones de terreno más importantes. Una segunda etapa de transición se observa en octubre (Fig. 4.3 j). Finalmente, en los meses de noviembre y diciembre (Fig. 4.3 k, l), se identifica la clara disminución de fracción de nube, manteniendo valores medios sobre la porción de terreno complejo y hacia el oriente del dominio.

4.3.2 Convección profunda y eventos extremos

La convección profunda y húmeda está íntimamente relacionada con el desarrollo de tormentas y la posibilidad de tiempo severo. Por consiguiente, información documental sobre tornados se puede utilizar como indicador de este tipo de actividad. En este sentido, la densidad de la actividad tornádica en la zona de estudio (2008 – 2017) se muestra en la Figura 4.4 a. La zona de mayor actividad se localiza paralelo a la región orográficamente compleja de la FVTM, y se propone como el Corredor de Tornados Mexicano (CTM). Además, dentro de ella se establece la demarcación de dos polos de actividad, el primero y mayor en el centro – este del país; y el segundo, y de menor actividad, al oeste. Dicha distribución se encuentra también en función de dos de las ciudades mexicanas más importantes, es decir, se relaciona con la densidad de población.

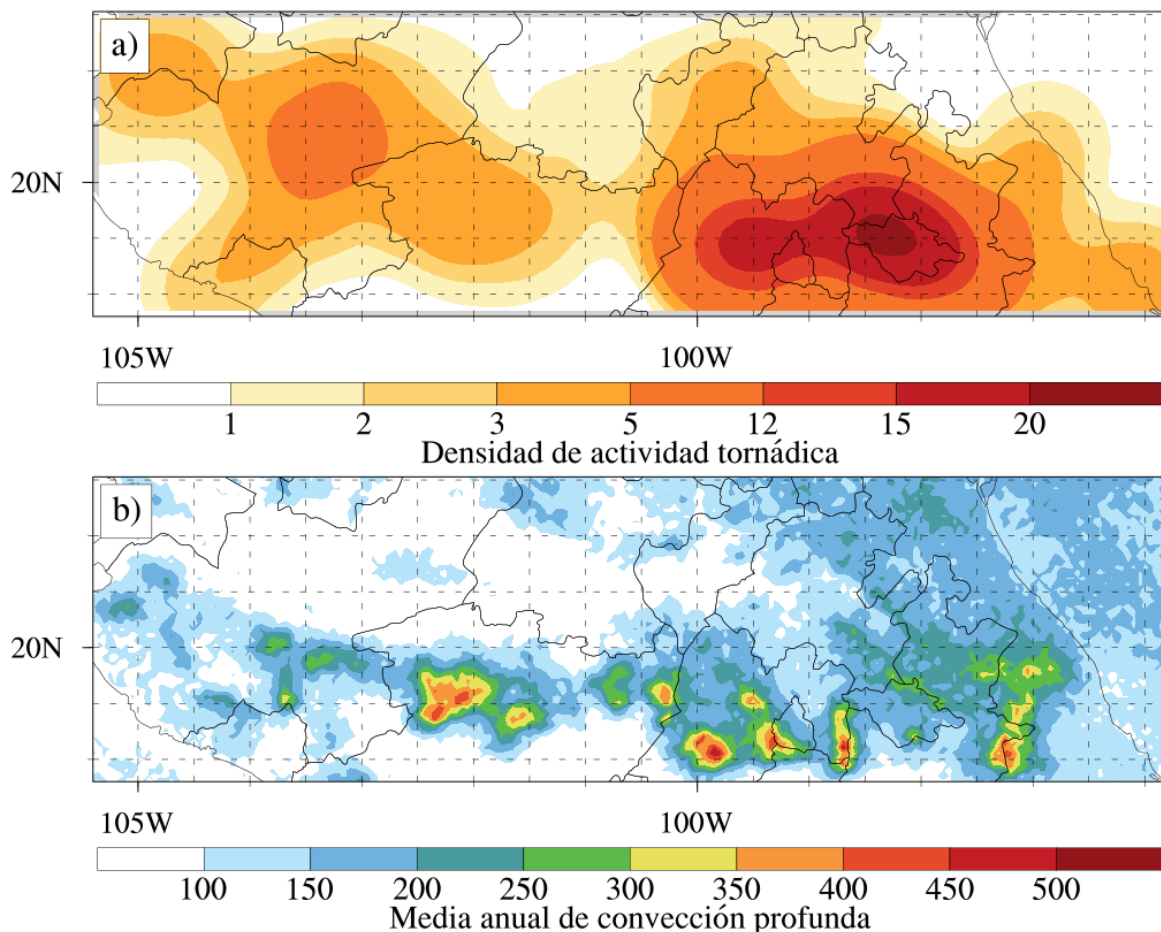


Figura 4.4 Distribución espacial de la (a) actividad tornádica y (b) media anual de la convección profunda (2008 – 2017).

Comparando la densidad de la actividad tornádica con el promedio anual de la convección profunda en la zona de estudio (Fig. 4.4 b) se observa una interesante correlación espacial. Tal situación resulta más evidente en la porción centro – este, entre los estados de Puebla, Tlaxcala, Hidalgo y el Estado de México. En la porción sur de Veracruz y la parte oeste del dominio, entre Jalisco y Michoacán, se observa un ligero desfase, aunque en términos generales dicha relación se mantiene. Si bien la generación de convección profunda no implica necesariamente la formación de un tornado, esta puede utilizarse como un indicador de la probabilidad de ocurrencia de eventos extremos como éstos.

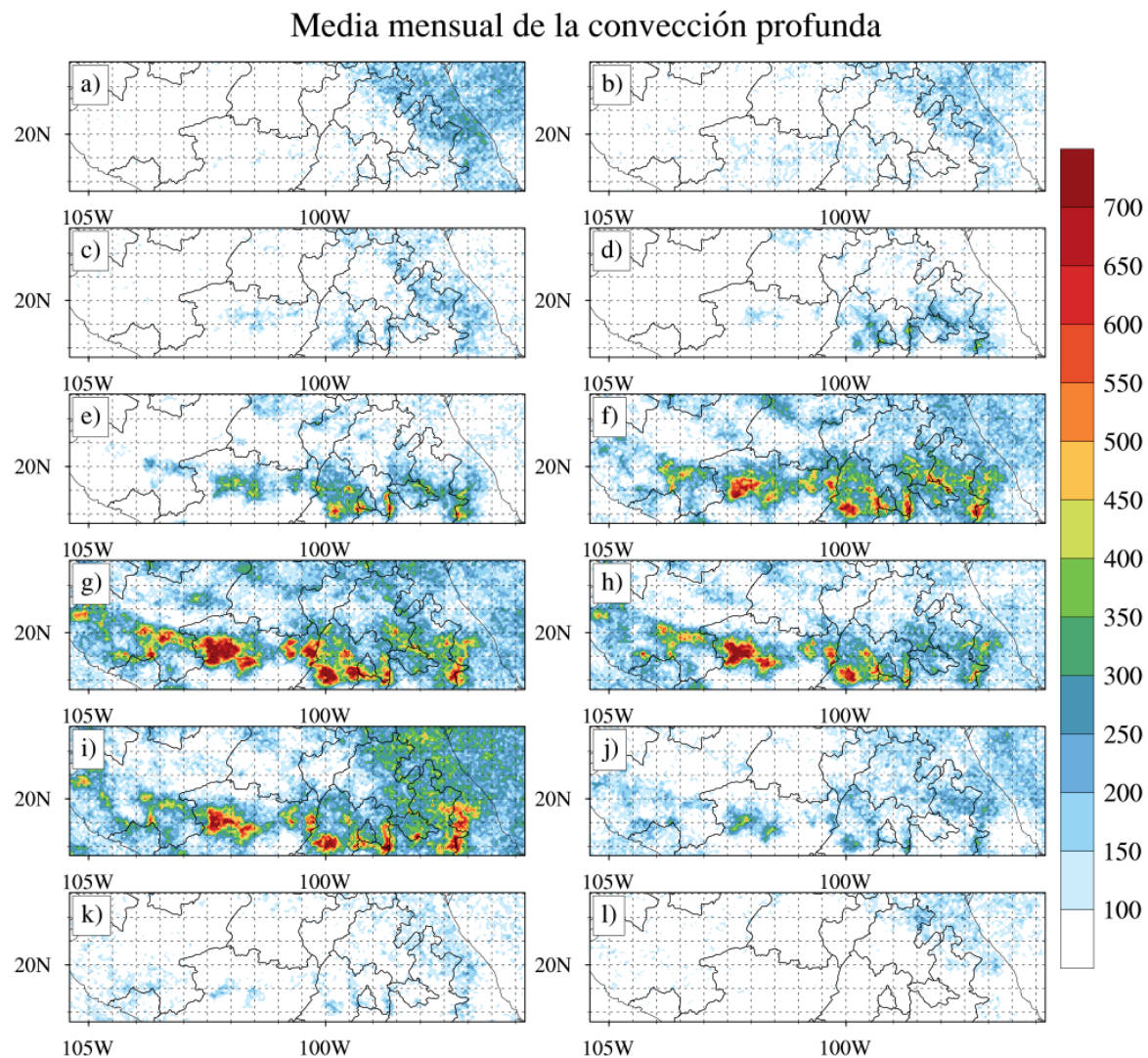


Figura 4.5 Media mensual de la convección profunda (2008 – 2017): (a) enero, (b) febrero, (c) marzo, (d) abril, (e) mayo, (f) junio, (g) julio, (h) agosto, (i) septiembre, (j) octubre, (k) noviembre y (l) diciembre.

Sobre comportamiento mensual de la convección profunda en la zona de estudio (Fig. 4.5) se identifican algunas características. Para los primeros meses (Fig. 4.5 a, b, c), la actividad se concentra a lo largo de la planicie costera del Golfo de México. En este periodo, se infiere que la mayor parte de la actividad está modulada por los aportes de humedad de esta porción del Océano Atlántico. En el cuarto mes del año (Fig. 4.5 d), considerado como un periodo de transición, se observa la influencia de la FVTM a través del terreno complejo. Desde mayo hasta septiembre (Fig. 4.5 f, g, h, i) se instaura un periodo de alta actividad convectiva a lo largo de la FVTM. Se observa también una transición este – oeste, con el desplazamiento de las áreas de máxima actividad, llegando a registrar más de 700 eventos en un solo mes. En este periodo, la influencia de la orografía ligado a flujos de los océanos, primero del Golfo de México, y luego del Océano Pacífico, parecen modular la actividad convectiva.

Para octubre se establece una segunda etapa de transición, con una tendencia a la baja (Fig. 4.5 j). Los últimos dos meses se identifican como una etapa débil, en su mayor parte derivada del cambio en los patrones de circulación atmosférica y la disponibilidad de humedad (Fig. 4.5 k, l). Es en esta época donde algunas masas de aire seco y frío que se propagan desde el norte comienzan a tener influencia sobre la zona de estudio, funcionando como elemento de inhibición de la actividad convectiva, principalmente al norte del dominio. La relación entre fracción de nube y actividad convectiva es entonces, bastante clara.

El comportamiento temporal de la convección profunda también se relaciona con la actividad tornádica registrada. Ambas distribuciones son comparadas en la Figura 4.6. Es importante mencionar que, si bien el análisis está limitado al área de estudio, el comportamiento sigue la curva de la actividad de tornados y trombas marinas a nivel nacional. La relación entre ambos fenómenos es clara. El pico de máxima actividad se da en julio. El inicio de la actividad tornádica parece tener un desfase de aproximadamente 30 días con respecto a la actividad de convección profunda, y ésta se relaciona con el periodo de transición entre primavera y verano, fase en la que históricamente, se ha reportado numerosos tornados en el país. Los mínimos están bien delimitados en el periodo de noviembre a febrero.

Si además de la actividad tornádica se analiza el comportamiento de la precipitación en la región de estudio (Fig. 4.6), se identifica que los picos de actividad, en función de la media mensual de la precipitación acumulada, se observan en julio y septiembre. El desfase temporal entre la actividad tornádica y la precipitación también se observa en este caso en

mayo. Por otro lado, la correspondencia entre la actividad convectiva y la precipitación es mayor. A raíz de esto se infiere que la formación de este tipo de sistemas tiene una fuerte influencia en la distribución de la precipitación en el centro de México, es decir, precipitación convectiva. En conclusión, se puede establecer una conexión entre flujos de humedad – terreno complejo – precipitación – eventos extremos. Considerando que las curvas mensuales son trazadas a partir de tres conjuntos de datos independientes, la conexión antes mencionada no puede ser una casualidad.

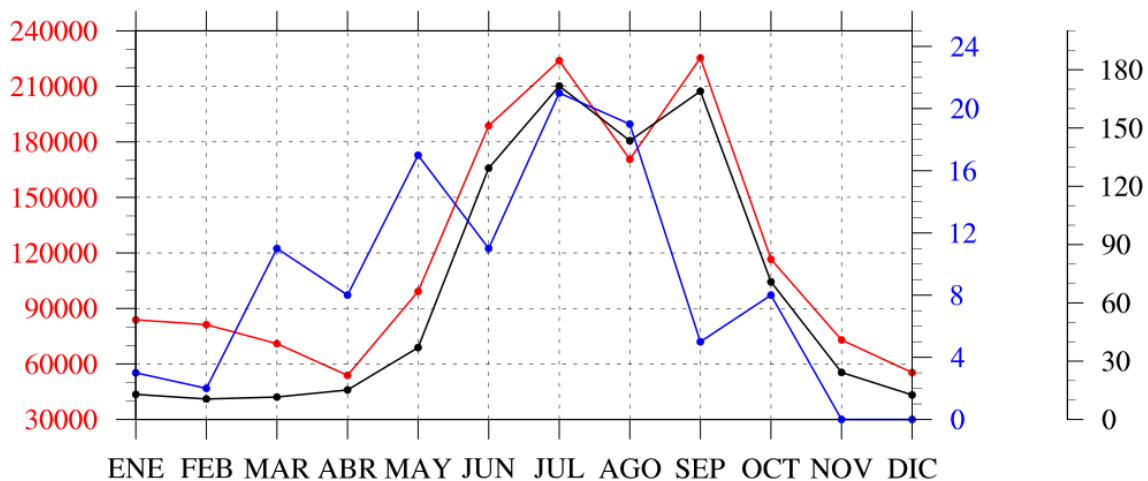


Figura 4.6 Media mensual de la convección profunda (línea continua en rojo), total de la actividad tornádica (línea en azul) y media mensual de la precipitación acumulada (mm) (línea en negro) (2008 – 2017).

En la Figura 4.7 se muestran mapas de los valores de sesgo de precipitación diario de percentiles 90th, 95th y 99th basados en los datos de CHIRPS. La región de la FVTM se identifica de mejor forma en el percentil 90th (Fig. 4.7 a) con valores de sesgo cercanos a los 16 mm diarios. Las dos porciones con mayores umbrales se ubican en las llanuras costeras, siendo la más clara en el Golfo de México, donde cerca de las elevaciones más importantes se alcanzan valores de más de 25 mm diarios. Para el caso del percentil 95th (Fig. 4.7 b) el patrón es bastante similar, con la diferencia de que los umbrales de precipitación aumentan. Además, se identifica una porción relativamente más seca sobre los límites del sur de Jalisco y Michoacán. Finalmente, para el percentil 99th (Fig. 4.7 c), los umbrales de precipitación diaria sobrepasan los 100 mm diarios en las regiones montañosas que dividen la llanura costera del Golfo de México y la región CN. La porción de terreno complejo de la FVTM es clara sólo sobre las elevaciones más importantes.

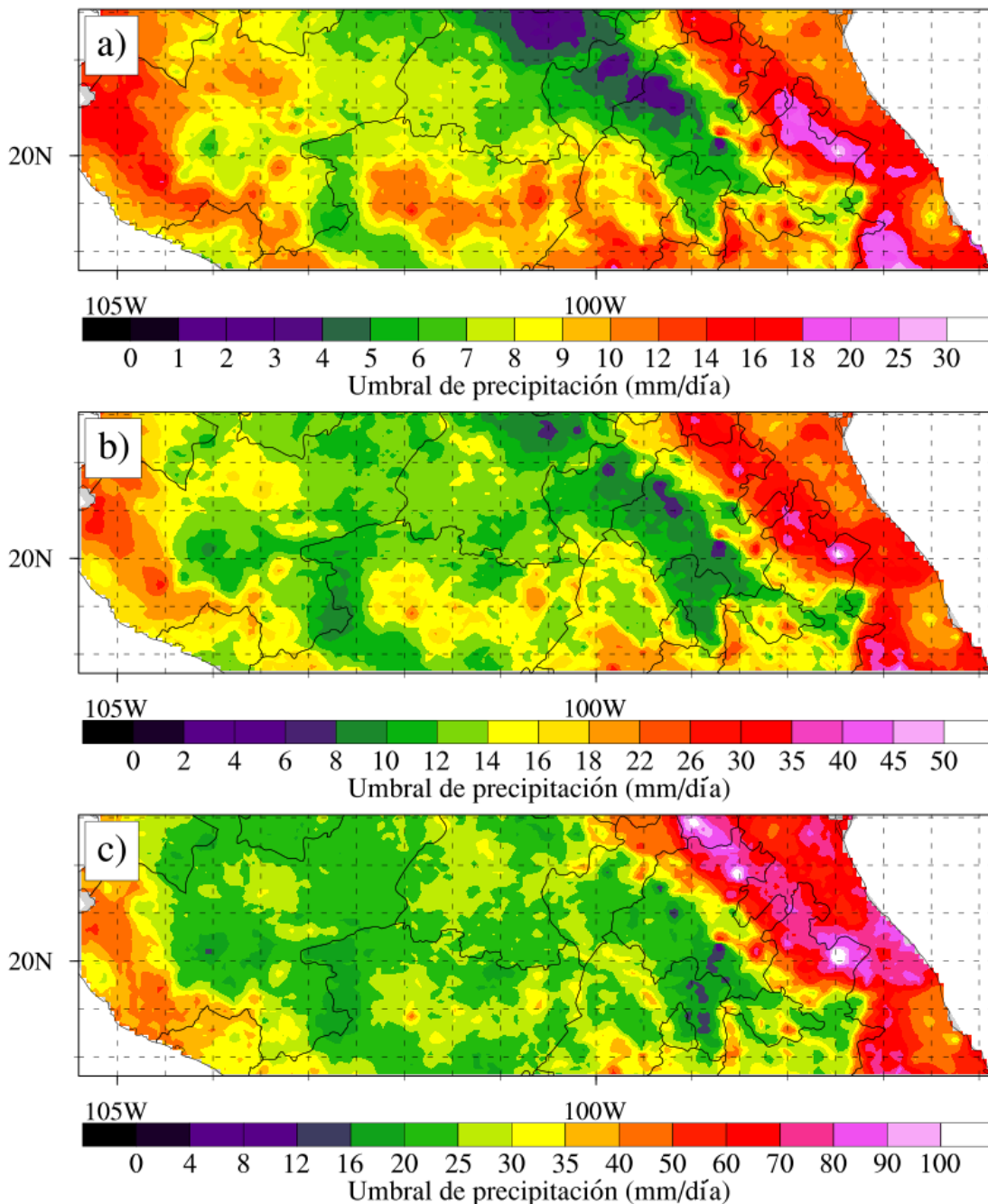


Figura 4.7 Percentiles (a) 90th, (b) 95th y (c) 99th de precipitation diaria (2008 – 2017).

4.3.3 Análisis por subregiones

A raíz del análisis anterior, se puede deducir que sobre las subregiones de la zona de estudio existen diversos factores a considerar (Fig. 4.8). En este sentido, se muestran las medias mensuales de la convección profunda y la fracción de nube por las subregiones previamente definidas (Fig. 4.1). Se puede observar el marcado descenso de la actividad convectiva y de

fracción de nube sobre el mes de agosto. Esta se relaciona a un periodo de sequía, que se asume, está relacionado con la canícula en México (Magaña, Amador &, Medina, 1999). Dicha situación requiere un estudio a profundidad, no obstante, en la presente investigación se puede observar que tal patrón es identificable en variables derivadas de datos satelitales. Por otro lado, se observa como en la subregión del E, la cobertura de nube y los eventos convectivos profundos tienen sus máximos, en mayor medida, por encima de las otras tres subregiones. En esta porción del dominio se conjugan tres elementos: el fuerte aporte de humedad desde Golfo de México, la extensa llanura costera y su delimitación con elevaciones importantes perpendiculares a la propagación de los flujos. Dichas condiciones se proponen entonces como una posible solución al comportamiento de la fuerte actividad en la región.

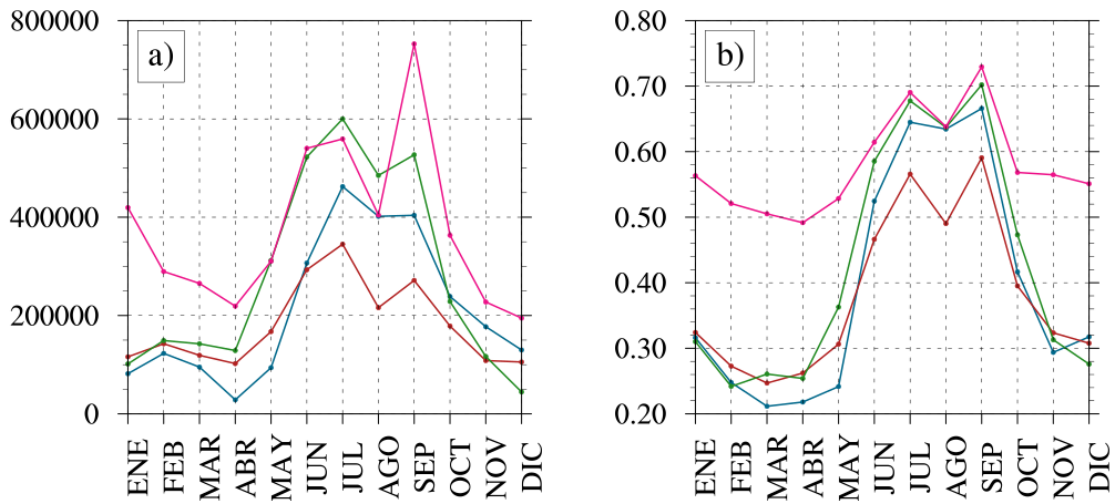


Figura 4.8 Media mensual de (a) convección profunda y (b) fracción de nube (2008 – 2017) para las subregiones oeste (línea en verde), centro – norte (línea en rojo), centro – sur (línea en azul) y este (línea en rosa).

La porción CS y O parecen poseer características similares. Se identifican por tener elevaciones importantes y fuentes de humedad del Golfo de México y el Océano Pacífico. Tienen un comportamiento bien identificado de picos de máxima actividad, periodos de transición y épocas de baja actividad. Finalmente, en la región CN se muestran siempre valores inferiores comparados con las otras tres subregiones. Esta porción del dominio se identifica por zonas secas, altas y con menor cantidad de humedad. Los sistemas frontales que se propagan desde el norte, y que tienen una mayor influencia sobre esta porción del país, se proponen como respuesta al comportamiento mostrado.

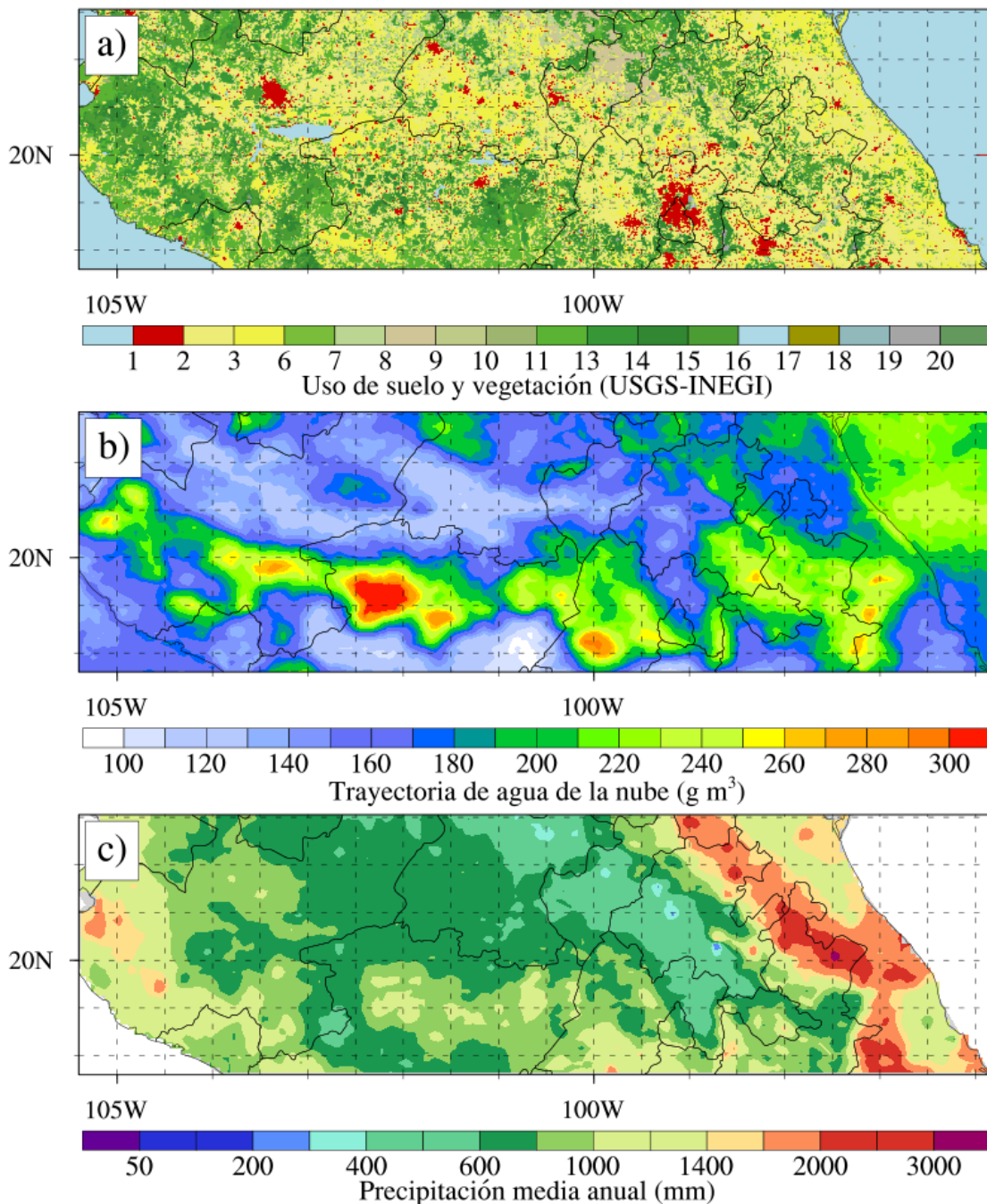


Figura 4.9 Mapa de (a) uso de suelo y vegetación USGS-INEGI, (b) media anual de trayectoria de agua de la nube ($g\ m^{-3}$) y (c) precipitación media anual (mm) (2008 – 2017).

La categorización de zonas se complementa con los cálculos de la media anual de la trayectoria de agua de la nube (CWP) y la precipitación media anual (Fig. 4.9 b, c). Se puede observar cómo los valores máximos de CWP se alinean en dirección este – oeste sobre las variaciones de terreno más importantes de la FVTM. Además, coinciden con máximos de

precipitación media anual de 1000 – 1500 mm. Dejando de lado la clara dominancia de la porción este del dominio y la interacción de los flujos de humedad con la compleja orografía, el resto del área muestra un comportamiento consistente. Otro elemento clave, es la delimitación de una zona seca sobre el altiplano y en dirección noroeste – sureste, paralelo a las elevaciones montañosas del oriente de México. Esta zona se relaciona con el efecto Föhn derivado de la configuración del terreno. Interesantemente, las regiones con altos valores CWP y precipitación se relacionan también con las porciones verdes (regiones con abundante vegetación) y azules (cuerpos de agua) (Fig. 4.9 a). Por otro lado, en la zona CN dominan los tonos amarillo y café (tierras de pastoreo y matorrales), lo que se relaciona con la poca disponibilidad de agua y la zona más seca del dominio. La relación entre porciones de bosque y orografía es también clara.

4.3.4 Variabilidad interanual de la convección profunda

Si bien la distribución mensual de las diferentes variables estudiadas muestra el comportamiento estacional, las variaciones interanuales son importantes para conocer su conexión con parámetros de carácter climático. En este sentido, se muestra la anomalía anual de la convección profunda en la zona de estudio (Fig. 4.10). Se identifica la presencia de años secos (p. ej. 2011) y años húmedos (p. ej. 2013, 2015). Además, la transición de años húmedos (o secos) de este a oeste (p. ej. 2010 a 2013 o 2015 a 2016). Es importante mencionar que la baja o alta generalizada de eventos convectivos puede estar focalizada en uno o dos meses, y no necesariamente en todo el ciclo anual. Dichos cambios pueden estar relacionados con variaciones en los patrones del viento, o con elementos de la variabilidad climática.

Existe una gran variedad de oscilaciones documentadas con algún impacto sobre el territorio mexicano. Para su medición se han creado diversos índices, por ejemplo: el Índice Oceánico del Niño (ONI), el Índice de la Oscilación Decadal del Pacífico Norte (PDO), el Índice del Pacífico Norte – América (PNA), productos basados en la temperatura superficial del mar (p. ej. SST 3, 4, 3.4), el Índice Multivariado del ENSO, entre otros. Para este estudio se realizaron cálculos de la correlación entre los diversos índices mostrados y la anomalía mensual de la convección profunda.

Anomalía anual de la convección profunda

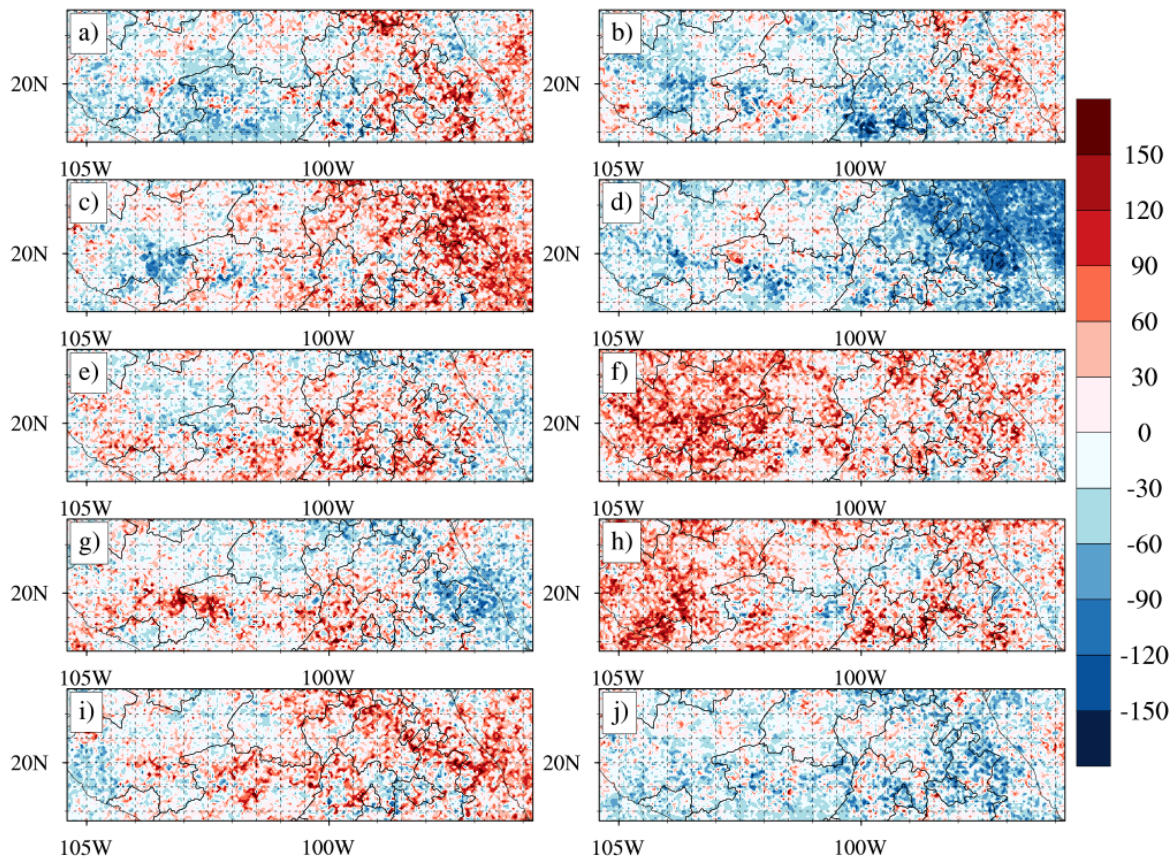


Figura 4.10 Anomalía anual de la convección profunda (2008 – 2017): (a) 2008, (b) 2009, (c) 2010, (d) 2011, (e) 2012, (f) 2013, (g) 2014, (h) 2015, (i) 2016, (j) 2017.

El índice con la correlación más alta es el MEI y se muestra en la Figura 4.11. La fase positiva del MEI está relacionada con el aumento paulatino de los procesos de convección profunda en la zona de estudio (p. ej. en tiempo 20, 80, 100). De modo contrario, la fase negativa se relaciona con una anomalía negativa de la convección (p. ej. tiempo 10, 40). Lo anterior puede indicar que El Niño – Oscilación del Sur (ENSO) es un elemento para considerar en la modulación de la actividad convectiva en la porción central de México, situación que, hasta el momento, no había sido reportada. Por otro lado, la fase de transición (p. ej. tiempo 60 – 80) no tiene una tendencia clara en cuanto a las anomalías mensuales de la convección. A raíz de esto, se infiere que en este periodo de tiempo los sistemas locales tienen una mayor influencia en la modulación de los eventos convectivos. En este sentido, es necesario un estudio mucho más amplio para poder llegar a establecer con claridad el papel jugado por el ENSO en la generación de convección profunda en México.

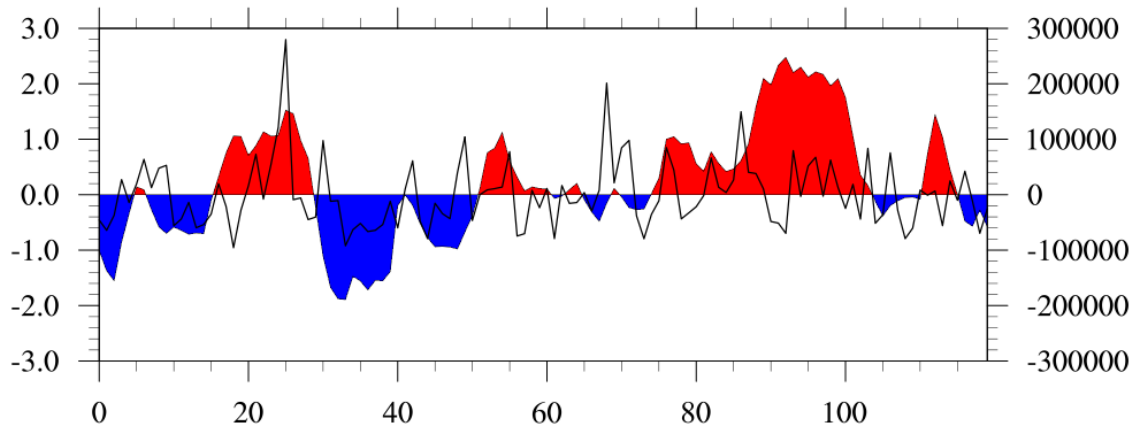


Figura 4.11 Índice Multivariado del ENSO (sombreado en azul y rojo) y anomalía mensual de la convección profunda (línea en negro) (2008 – 2017).

4.4 Conclusiones

La ocurrencia de tornados se puede utilizar como un parámetro para la determinación de la actividad de tiempo severo, y esta, a su vez, tiene una estrecha relación con la formación de convección profunda y húmeda. En México, los tornados se han documentado principalmente a lo largo de la Faja Volcánica Transmexicana. A partir de los datos MODIS y CHIRPS, se analiza la distribución de la convección profunda y su relación con eventos extremos en esta porción del país por un periodo de 10 años (2008 – 2017).

En primer lugar, se caracteriza la distribución de la fracción de nube como un indicador para la posibilidad de desarrollo de actividad convectiva profunda. Posteriormente, se identifica la relación entre la orografía compleja y la formación de nubosidad a través de dos procesos principales: el ascenso de flujos forzados por la orografía (claro en la porción centro y occidente) y la brisa marina (más claro sobre la llanura costera del Golfo de México). Asimismo, se identifican temporadas de actividad alta, baja y de transición con un desplazamiento espacial este – oeste.

Sobre la distribución espaciotemporal de la convección profunda se reconoce un patrón similar. Sin embargo, para este parámetro en particular el rol del terreno complejo parece ser mucho más importante. Los principales picos de actividad se hallan sobre los complejos montañosos del centro de México. Para este proceso, se infiere que los flujos de humedad de ambos océanos son el otro parámetro determinante. En términos del comportamiento mensual, y utilizando tres distintos conjuntos de datos, se determina la relación entre

precipitación – eventos convectivos – fenómenos extremos. Es decir, se establece el rol significativo que juega la orografía en la formación de sistemas de tormentas que, ocasionalmente, conlleva a la formación de eventos extremos como tornados y fuertes precipitaciones.

A partir de la segmentación del área de estudio, se localizan regiones secas y húmedas en el territorio. Como característica importante, también identifica un mínimo de actividad en el mes de agosto que es consistente en todos los años analizados. Sobre este se infiere que puede tener relación con una época de sequía constante, afín a la canícula. La caracterización de las zonas se complementa con el estudio de variables de contenido de agua, uso de suelo y vegetación. Las implicaciones de la identificación de los procesos que modulan la precipitación pueden tener un impacto directo en procesos hidrológicos, por ejemplo, por medio de la localización de zonas de recarga de acuíferos.

Finalmente, las variaciones interanuales de los procesos convectivos muestran, a partir del cálculo de las anomalías, la presencia de años secos y húmedos. En este sentido, se observaron transiciones de este – oeste con ciclos anuales. Dichas variaciones parecen estar moduladas por cambios en la dirección de los vientos, que dictaminan los flujos de humedad hacia la zona de la FVTM. Además, se identifica a El Niño – Oscilación del Sur como uno de los posibles responsables de la variabilidad interanual de la convección profunda en la zona de estudio. Si bien es necesaria una mayor cantidad de años de estudio, los resultados encontrados en esta investigación son consistentes con lo descrito en la literatura.

Capítulo 5

Análisis numérico del efecto de la orografía compleja en la generación de tornados en México

Resumen

En el presente estudio se expone la comparación entre un tornado violento (EF3) al norte del país, y dos casos considerados típicos en la porción occidental de la Faja Volcánica Transmexicana. Se emplea el modelo WRF-ARW a fin de simular las condiciones meteorológicas prevalentes en cada caso. En primer lugar, se establecen las condiciones necesarias para la generación de un tornado de referencia del tipo supercelda (caso de Cd. Acuña, Coah., el 25 de mayo de 2015) a partir de parámetros de inestabilidad como CAPE y SRH. Para este evento, se muestra la importancia de la actividad frontal tardía y su interacción con la intensificación de flujos húmedos del Golfo de México. Posteriormente, los resultados se comparan con los obtenidos en dos casos de tornados no-supercelda sobre terreno complejo (Zapotiltic, Jal., el 7 de agosto de 2012 y 16 de septiembre de 2014). Las simulaciones en estos dos últimos tornados exponen la importancia de las características de terreno en la generación de condiciones inestables que preceden a su formación. La cizalladura horizontal del viento como fuente de vorticidad vertical en niveles bajos, y los flujos de humedad a escala sinóptica, son esenciales en la generación de estos tornados. Se identifican, además, procesos locales como convergencia – divergencia, flujos de montaña – valle y canalización del viento, como elementos necesarios para la intensificación de la inestabilidad precedente a la formación de cada caso. Los mecanismos involucrados en la formación de tornados en regiones planas y de mayor latitud, difieren, en buena medida, de los encontrados en la porción central del país sobre un ambiente de orografía compleja.

Traducción y adaptación de:

León-Cruz, J. F., Carbajal, N., & Pineda-Martínez, L. F. (2019). The role of complex terrain in the generation of tornadoes in the west of Mexico. *Natural hazards*, 97(1), 335-353.

León-Cruz, J. F., Carbajal, N., & Pineda-Martínez, L. F. (2017). Meteorological analysis of the tornado in Ciudad Acuña, Coahuila State, Mexico, on May 25, 2015. *Natural hazards*, 89(1), 423-439.

5.1 Introducción

Un tornado se define como una columna de aire que rota violentamente, en contacto con el suelo y a menudo visible (pero no siempre) como una nube embudo y/o escombros en circulación sobre la superficie (Glickman & Zenk, 2000). Los Estados Unidos (EE. UU.) es la región del planeta con mayor número de tornados documentados cada año, independientemente que estos se han observado en prácticamente todo el mundo (Goliger & Milford, 1998). Es especialmente sobre la región de las Grandes Llanuras, donde las condiciones geográficas son ideales para su formación (Grazulis, 2001). No obstante, países como Alemania, Grecia, Australia, Italia, Bangladés, Colombia, India y Brasil, sólo por mencionar algunos, cuentan con estadísticas bien documentadas sobre su ocurrencia (Dotzek, 2001; Kounkou, Mills, & Timbal, 2009; Miglietta & Matsangouras, 2018; Ortiz-Royero & Rosales, 2012; Peterson & Mehta, 1981; Silva Dias, 2011; Sioutas, 2003; Taszarek, Brooks, Czernecki, Szuster, & Fortuniak, 2018).

Los tornados se clasifican, según la escala Fujita Mejorada, desde EF0 – EF5 (Potter, 2007). Asimismo, según el tipo de tormenta y la génesis del vórtice, se pueden clasificar en dos grandes grupos: tornados supercelda y no-supercelda (Davies-Jones, Traap, & Bluestein, 2001; Doswell & Burgess, 1993). Los tornados tipo I (supercelda) tienen como principal mecanismo de formación el mesociclón (Davies-Jones, 2015; Markowski & Richardson, 2014). Los tornados tipo II (no-supercelda) son aquellos que se relacionan tanto a la corriente ascendente de la tormenta, como a la intensificación de la vorticidad vertical preexistente en la superficie. En estos tornados, resulta esencial la presencia de un ambiente de cizalladura en la capa baja, producido por un límite de convergencia (Lee & Wilhelmson, 1997a, 1997b; Wakimoto & Wilson, 1989). A pesar de que este segundo tipo de tornados son usualmente débiles, su rápido desarrollo y la mínima capacidad de los instrumentos meteorológicos para detectarlos, los convierten en un reto importante para el pronosticador.

La determinación de ambientes propicios para el desarrollo de tormentas convectivas severas es esencial para la discriminación entre los tipos de fenómenos meteorológicos. En este sentido, Brooks, Lee, & Craven (2003) muestran que la composición entre energía potencial disponible para convección (CAPE) y cizalladura de la capa profunda (SHEAR 0 – 6 km) es un buen estimador de la probabilidad de tormentas severas y tornados. Hallazgos similares son reportados por Anderson-Frey, Richardson, Dean, Thompson, & Smith (2016) utilizando

compuestos de CAPE/SHEAR y nivel de condensación por elevación (LCL)/helicidad relativa a la tormenta 0 – 3 km (SRH 0 – 3 km). Dado que el entendimiento de los procesos que conllevan a la formación de un tornado no es tan bueno como lo es para las tormentas severas, el establecimiento de escenarios de riesgo, así como la interpretación de los detalles, debe hacerse con precaución (Anderson-Frey et al., 2016; Brooks, Lee, & Craven, 2003).

Por otro lado, y utilizando la aproximación basada en ingredientes (Doswell, Brooks, & Maddox, 1996), Thompson, Grams, Dean, Broyles, & Smith (2012) encuentran que el parámetro compuesto para superceldas (SCP) tiene un buen desempeño en la identificación y discriminación entre tormentas tornádicas desorganizadas y los tres diferentes tipos de superceldas; mientras que el parámetro de tornado significativo (STP), provee de alguna habilidad para diferenciar entre sistemas convectivos cuasilineales con potencial de tornado y superceldas. El análisis de parámetros ambientales como CAPE, SRH, SHEAR, LCL, entre otros, es importante para el entendimiento de las tormentas severas y tornados. Por ejemplo, Guyer, Imy, Kis, & Venable (2006) muestran algunos valores de sesgo para este tipo de parámetros en la determinación de ambientes con probabilidad de desarrollo de tornados. Por otro lado, Kahraman et al. (2017) encuentran, para Turquía, entornos con bajos valores de CAPE, SRH y LCL; asociados a la formación de tormentas severas y tornados. Resultados similares son reportados en Grecia por Matsangouras, Nastos, Bluestein, & Sioutas (2014); y Matsangouras, Pytharoulis, & Nastos (2014).

El desarrollo computacional ha permitido, a través de la aplicación de modelos numéricos cada vez más sofisticados, pronósticos meteorológicos más exactos. La modelación numérica y las mediciones han incrementado el entendimiento de varias características importantes en los tornados, como lo es el rápido incremento – decremento de la temperatura durante un evento (Litta et al., 2012). También ha contribuido al entendimiento del rol del terreno complejo en la creación de condiciones inestables en la tropósfera y relacionado a la formación de tornados (Matsangouras, Nastos, & Pytharoulis, 2016; Matsangouras, Pytharoulis, et al., 2014). Aplicando modelos numéricos se demuestra que la advección de aire cálido y húmedo desde el Mar Mediterráneo juega un papel primordial en la generación de tormentas y tornados en la región central de Europa (Dessens & Snow, 2002). La incidencia de tornados en esta porción del planeta es adicionalmente explicada por la convección profunda sobre la orografía compleja (Dotzek, 2001).

La relación entre el terreno complejo y tornadogénesis no es del todo clara. A pesar de que tornados supercelda y no-supercelda, pueden ocurrir en zonas elevadas (es decir, por encima de los 3500 msnm) (Monteverdi, Edwards, & Stumpf, 2014); la falta de instrumentación en estas regiones los convierte en fenómenos complejos de analizar. Evidencia de modelos atmosféricos sugiere que algunos parámetros de inestabilidad, como el STP (Thompson, Edwards, Hart, Elmore, & Markowski, 2003) están alineados con características del terreno, como líneas de costa, valles y crestas (Katona, Markowski, Alexander, & Benjamin, 2016). Recientemente, la relación entre gradientes orográficos y actividad tornádica ha sido reportada por Hua & Chavas (2019).

En el contexto mexicano, mientras que en el noreste del país la formación de tormentas supercelda es relativamente común (Weiss et al., 2008), y los mecanismos de tornadogénesis son similares a los reportados en los EE. UU., los procesos en las zonas montañosas parecen ser distintos. En las porciones centro y sur de México, las condiciones de actividad tornádica parecen estar más relacionadas con circulaciones locales inducidas, en mayor porcentaje, por las características del terreno. En este sentido, se ha documentado la interacción de masas de aire del Golfo de México y el Océano Pacífico con otras más frías del norte sobre la orografía compleja del centro – norte del país (Pineda-Martínez & Carbajal, 2009).

El entendimiento de la generación de tornados en dichas porciones del terreno es un desafío importante. La orografía compleja, los procesos de convergencia – divergencia, los gradientes altitudinales, la canalización de flujos, las circulaciones montaña – valle – montaña, entre otros, proveen de un escenario particular donde no existe una dominancia clara de los mecanismos que determinan enteramente la formación de los tornados. Aunado a lo anterior, la mayoría de ellos son del tipo no-supercelda, por lo que, la aplicación de imágenes de radar y satélite requiere, probablemente, otra interpretación. Es decir, debemos ser conscientes de la necesidad de crear interpretaciones correctas de los datos meteorológicos observados en zonas de terreno complejo.

En este contexto, el presente estudio expone una comparación entre un tornado supercelda (caso extremo) al norte de México, en Cd. Acuña, Coahuila el 25 de mayo de 2015; y dos tornados no-supercelda (casos típicos) al oeste de la Faja Volcánica Transmexicana, en Zapotiltic, Jalisco el 07 de agosto de 2012 y 16 de septiembre de 2014. Para ello, se analizan las condiciones sinópticas y de mesoescala a través de datos de reanálisis, imágenes

satelitales y de radar para cada uno de los casos mencionados. Asimismo, se utiliza el modelo WRF-ARW a fin de conocer la dinámica involucrada en estos eventos e identificar el rol del terreno complejo en su formación. La identificación de los elementos implicados en la generación de tornados en México, cual sea su génesis, es esencial para el establecimiento de escenarios de riesgo ante tales fenómenos naturales en el país.

5.2 Descripción de los casos de estudio

5.2.1 Tornado de Ciudad Acuña, Coahuila

La tormenta severa que ocasionó este tornado se desarrolló en el borde fronterizo entre los EE. UU. – México, en Cd. Acuña, Coahuila (29.29 latitud, -100.96 longitud), el 25 de mayo de 2015. De acuerdo con la información proporcionada por los habitantes, el fenómeno inició cerca de las 10:50 UTC y terminó alrededor de 11:10 UTC (entre las 05:50 – 06:10 hora local). El trayecto se estimó en 1.83 km en dirección suroeste – noreste (Fig. 5.1). Se reportaron 14 decesos y 290 heridos, además de cuantiosos daños materiales. El gobierno de México estableció 8 refugios temporales y la región fue declarada zona de emergencia y, posteriormente, de desastre. De acuerdo con los informes del SMN (CONAGUA, 2015) el tornado se clasificó como EF3 en la escala Fujita Mejorada. El daño total fue calculado en 250 millones de pesos mexicanos sólo en infraestructura y rehabilitación residencial. Debido a sus características, este tornado se clasificó como el más destructivo en la historia de México.

5.2.2. Tornados de Zapotiltic, Jalisco

Los dos tornados que se seleccionaron para este análisis se localizan en la porción occidental de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) (19.64 latitud, -103.43 longitud). Dicha región se caracteriza por una orografía compleja con elevaciones de 1200 msnm a 3800 msnm. El primer evento se registró el 07 de agosto de 2012 a las 20:30 UTC; y el segundo, el 16 de septiembre de 2014 a las 21:30 UTC. Los tornados se registraron en posiciones muy cercanas el uno del otro (3.5 km de distancia), en las inmediaciones del área urbana del municipio de Zapotiltic, Jalisco (Fig. 5.2). En ninguno de los dos casos se registraron daños. Es importante mencionar que, además de estos dos casos, la evidencia de testigos oculares señala al menos cuatro eventos más en la zona (León-Cruz, 2013). Dada la repetición de eventos, las

características de terreno y el tipo de tornadogénesis asociada, estos dos fenómenos se pueden clasificar como eventos característicos de la FVTM.

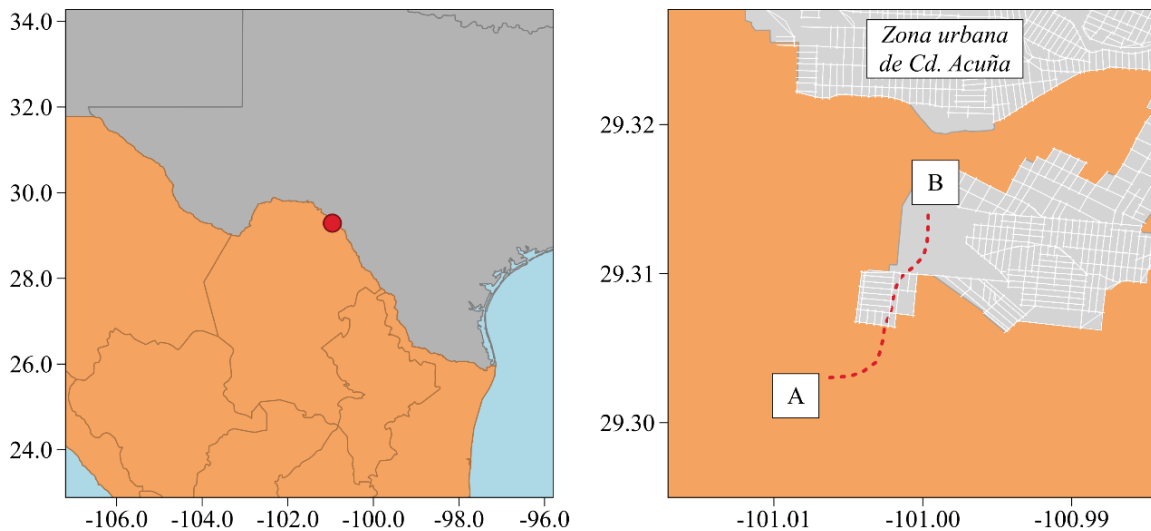


Figura 5.1 Mapa de ubicación del caso en Cd. Acuña, Coahuila. El punto en rojo indica la posición del tornado, las etiquetas A/B señalan el lugar de inicio/término, y la línea punteada la trayectoria estimada.

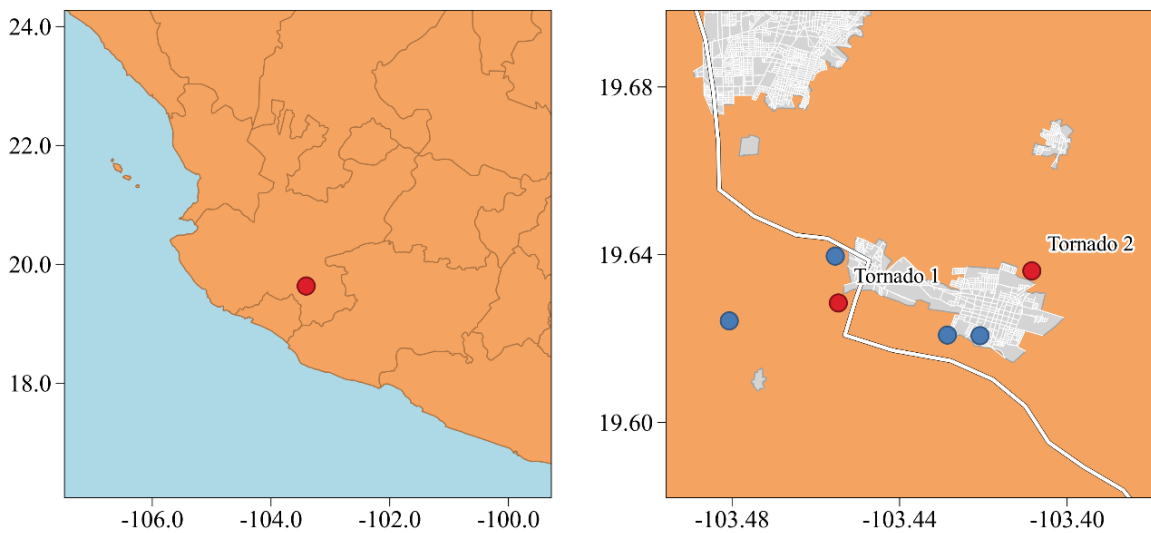


Figura 5.2 Mapa de ubicación de los casos en Zapotiltic, Jalisco. Los puntos en rojo indican la posición los dos tornados seleccionados para el análisis y los puntos en azul registros históricos.

5.3 Datos, métodos y configuración del modelo

El Weather Research and Forecasting (WRF) model es un sistema de predicción numérica del tiempo diseñado tanto para investigación como para aplicación operativa. Cuenta con dos núcleos dinámicos, un sistema de asimilación de datos y una arquitectura de software que

facilita la computación en paralelo y la posibilita la extensibilidad del sistema. El modelo cubre un amplio espectro de aplicación, desde unas cuantas decenas de metros hasta varios miles de kilómetros. Cuenta con la colaboración de distintas instituciones de los EE. UU. y es utilizado por más de 130 países. Permite simulaciones bajo condiciones reales e ideales, además de poseer múltiples módulos (Skamarock et al., 2008).

En este estudio se utilizó la versión 3.6.1 del modelo WRF-ARW con el objetivo de simular las condiciones meteorológicas prevalentes en tres casos de tornado. La configuración del modelo consistió en un dominio madre (d01) y dos dominios anidados (d02, d03) para todos los casos de estudio (Fig. 5.3). En cada experimento se centró el dominio sobre las coordenadas del reporte del tornado. En la escala vertical se definieron 27 niveles y se simularon 48 horas. El resumen de la configuración se muestra en la Tabla 5.1.

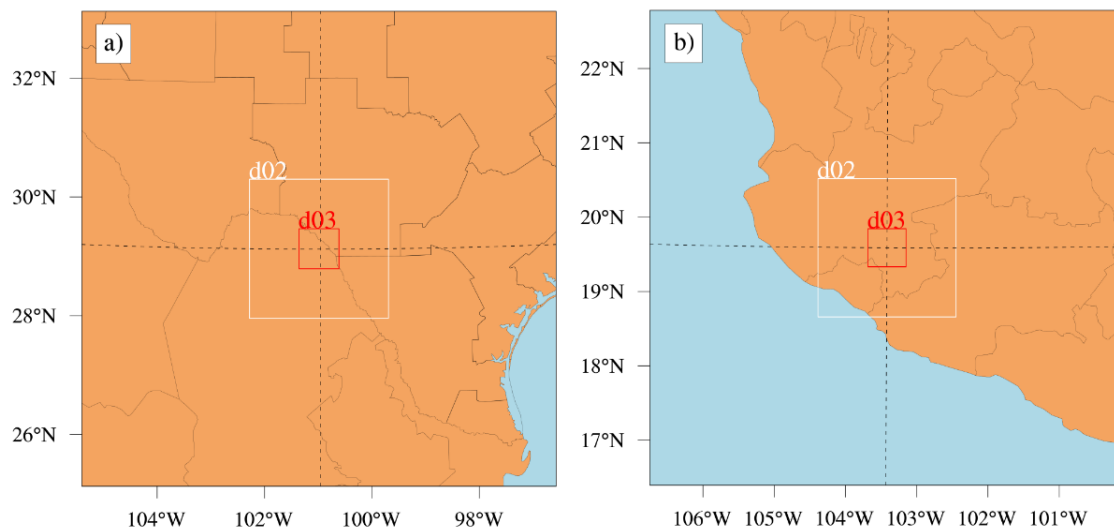


Figura 5.3 Configuración de los dominios utilizados para (a) caso de estudio de Cd. Acuña, Coah.; y (b) casos de estudio de Zapotiltic, Jal. Las líneas punteadas indican los transectos S – N y O – E.

El modelo se inicializó con los datos de reanálisis de NCEP – FNL (ds083.2) (NCEP, NWS, & NOAA, 2000). Las parametrizaciones físicas utilizadas fueron: WRF Single-Moment 3-class para la microfísica, el esquema RRTM para la radiación de onda larga, el esquema de Dudhia para la radiación de onda corta, Kain-Fritsch para la parametrización de cúmulos y la YSU para la capa límite planetaria (Dudhia, 1989; Hong, Dudhia, & Chen, 2004; Hong, Noh, & Dudhia, 2006; Kain, 2004; Mlawer, Taubman, Brown, Iacono, & Clough, 1997). El uso de suelo seleccionado fue el de la USGS. Con el objetivo de analizar el rol del terreno complejo en la generación de inestabilidad precedente a la formación de los tornados

considerados típicos (Zapotiltic, Jalisco), se realizaron dos experimentos con la variable de topografía modificada. En estos dos casos, la malla de terreno original se multiplicó por un factor de 0.1, lo que produjo una reducción del 90% y creó un efecto de planicie en d03.

Tabla 5.1 Configuración de los dominios utilizados.

| Tipo de evento | ID | Tamaño de malla | Resolución de salida | Resolución de topografía | Archivos de salida |
|----------------|-----|-----------------|----------------------|--------------------------|--------------------|
| Extremo | d01 | 100 x 100 | 9 km | 30 s | 10 min |
| | d02 | 88 x 88 | 3 km | 30 s | 180 min |
| | d03 | 76 x 76 | 1 km | 30 s | 10 min |
| Típico | d01 | 80 x 80 | 9 km | 30 s | 30 min |
| | d02 | 70 x 70 | 3 km | 30 s | 60 min |
| | d03 | 58 x 58 | 1 km | 30 s | 10 min |

5.4 Validación de las simulaciones numéricas

A fin de evaluar el desempeño de modelo, los datos de salida se compararon con las mediciones de las estaciones meteorológicas más cercanas a cada reporte de tornado. En cada caso fueron utilizadas cuatro estaciones, mismas que se seleccionaron a partir de la calidad de los datos y frecuencia de muestreo. Se calcularon la raíz del error cuadrático medio (RMSE) y el sesgo (BIAS) de la temperatura y humedad relativa a 2 metros; así como de la presión reducida a nivel del mar. La comparación de la intensidad y dirección del viento no fue posible, debido a la carencia de mediciones de las estaciones.

Estos datos se obtuvieron del Servicio Meteorológico Nacional (SMN) a través de las Estaciones Meteorológicas Automáticas (EMAS) (SMN, s/f). La frecuencia de muestreo es de cada 10 minutos. Para la extracción del dato puntual de las salidas del modelo se utilizó el punto de malla más cercano a la estación meteorológica. Las primeras seis horas de simulación no fueron tomadas en cuenta por el tiempo de estabilización del modelo. Se realizaron diferentes experimentos de sensibilidad y las parametrizaciones antes mostradas fueron las que mostraron mejor desempeño. Los resultados obtenidos para cada caso de estudio se muestran en la Tabla 5.2. Es importante señalar que los errores encontrados se ubican dentro del margen reportado en la literatura, por lo que se infiere que los resultados son confiables.

Tabla 5.2 Parámetros calculados.

| Tipo de Evento | Estación | RMSE | | |
|----------------|----------|-------------|------------------|----------------------------------|
| | | Temperatura | Humedad relativa | Presión reducida a nivel del mar |
| Extremo | NROS | 1.81 | 13.99 | 1.06 |
| | CUAT | 3.2 | 20.06 | 1.92 |
| | OCA | 1.25 | 17.98 | 3.74 |
| | SCEC | 2.29 | 11.86 | 2.04 |
| Típico | APA | 1.79 | 9.08 | 0.8 |
| | TIZ | 1.28 | 13.45 | 2.11 |
| | JOC | 2.35 | 11.82 | 3.28 |
| | NEV | 2.26 | 13.92 | 4.57 |

| Tipo de Evento | Estación | BIAS | | |
|----------------|----------|-------------|------------------|----------------------------------|
| | | Temperatura | Humedad relativa | Presión reducida a nivel del mar |
| Extremo | NROS | -0.31 | -8.91 | 0.69 |
| | CUAT | -1.37 | 8.86 | 1.53 |
| | OCA | -0.07 | 10.79 | 3.35 |
| | SCEC | -0.01 | 2.51 | 1.68 |
| Típico | APA | -0.87 | -4.84 | 0.22 |
| | TIZ | -0.36 | 11.29 | -1.18 |
| | JOC | -1.6 | 3.08 | -2.56 |
| | NEV | 1.15 | -3.88 | 0.82 |

5.5 Análisis del caso extremo: “Tornado de Cd. Acuña”

5.5.1 Análisis sinóptico

En la Figura 5.4 se muestra el análisis sinóptico a los niveles de 500-hPa y 850-hPa para el 25 de mayo de 2015. El sistema frontal no. 53 (CONAGUA, 2015) es impulsado por una masa de aire frío que se mueve hacia el sur desde latitudes altas y niveles medios (500-hPa) (Fig. 5.4 a). Esta masa de aire converge con un flujo de aire más húmedo y cálido que se mueve desde el Golfo de México, lo que genera intensa cizalladura vertical del viento en el borde frontal del sistema. Tal interacción ha sido previamente descrita como un mecanismo de iniciación de tormentas severas con potencial de tornadogénesis (Markowski & Richardson, 2009). La masa de aire frío que viaja desde la región montañosa del noroeste de los EE. UU. genera altas tasas de lapso, que se asocian a la generación de superceldas tornádicas (Doswell & Burgess, 1993; Markowski & Richardson, 2009). En el nivel de los 850-hPa (Fig. 5.4 b) se observa la clara delimitación del sistema frontal asociada a la altura

geopotencial. De igual forma se demarca una línea de convergencia de humedad dirección suroeste – noreste, y perpendicular a la propagación del frente. Las máximas velocidades del viento también están situadas en esta dirección. Límites de convergencia como el descrito se asocian a mal tiempo.

Las tormentas severas y la actividad tornádica en los EE. UU. siguen una serie de patrones estacionales que se han descrito por Brooks et al. (2003). De acuerdo con esto, la formación de tornados en el sur de Texas tiene su pico de actividad a principios de mayo. Dicha actividad se podría asociar a la actividad tardía de masas de aire frío del norte y la intensificación de la circulación que favorece la entrada de humedad desde el Golfo de México (Fig. 5.4 b), tal es el caso del tornado de Cd. Acuña. Tal patrón estacional de amenaza de formación de tornados se desplaza hacia el noreste (a la región de las Grandes Llanuras), donde la máxima actividad se produce entre junio y julio (Brooks et al., 2003; Doswell & Burgess, 1993).

La intensificación de tormentas severas depende en gran medida de los contrastes térmicos que dominan en las Grandes Llanuras de los EE. UU (Rasmussen et al., 1994). Si bien los mecanismos de formación de superceldas tornádicas poseen patrones identificables, muchos de estos procesos responden de maneras distintas a las condiciones locales. De forma general, se necesita un intenso gradiente de temperatura y humedad para inducir fuerte cizalladura vertical del viento e intensa vorticidad horizontal, ambas necesarias para la formación de superceldas con potencial de tornados (Rasmussen et al., 1994).

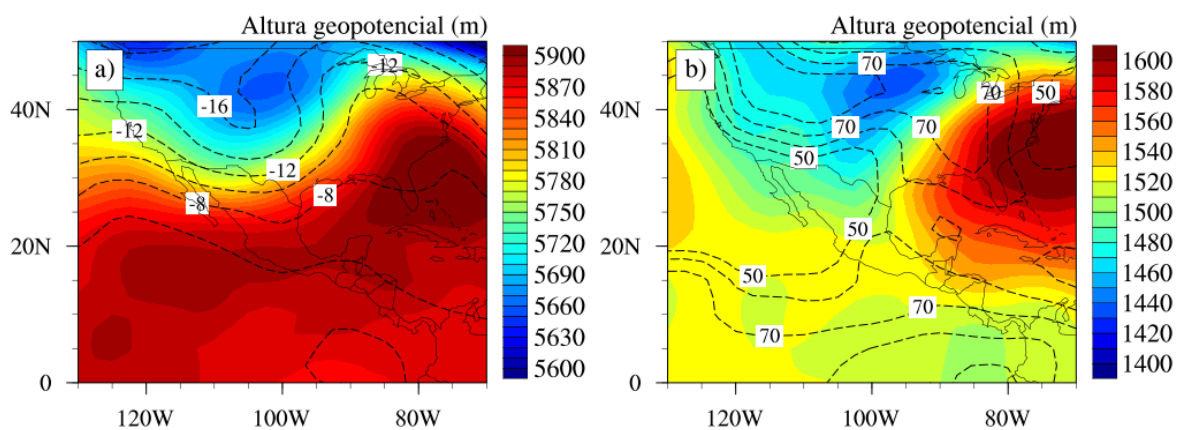


Figura 5.4 Compuesto diario de altura geopotencial (m) con (a) temperatura en el nivel de 500-hPa y (b) humedad relativa en el nivel de 850-hPa para el 25 de mayo de 2015.

5.5.2 Imágenes de satélite y radar

La Figura 5.5 muestra las imágenes del canal infrarrojo (IR) del satélite GOES-13 para las 09:00 UTC, 10:00 UTC y 11:00 UTC del 25 de mayo de 2015. Se identifican dos sistemas convectivos con una trayectoria suroeste – noreste. El núcleo de tormenta ubicado al sur es el causante del tornado de Cd. Acuña. El desarrollo de las nubes convectivas inicia en los alrededores de las Serranías del Burro cerca de las 08:15 UTC, a 180 km de Cd. Acuña. A las 09:00 UTC ambos sistemas comienzan a mostrarse en la fase madura (Fig. 5.5 a). Para las 10:00 UTC (Fig. 5.5 b), hora cercana al reporte del tornado, el núcleo de tormenta más compacto se ubica justo sobre Cd. Acuña. La extensión del sistema es de 150 km por 110 km con una temperatura de brillo mínima de 186 K (-87°C). Lo anterior indica la formación de nubes de desarrollo vertical con topes cercanos a los 13 km.

Es importante mencionar que nubes altas con temperaturas muy bajas (menores a -70°C) son asociadas con fuertes vientos y tormentas severas (Mateo, Ballart, Brucet, Aran, & Bech, 2009; Matsangouras et al., 2016; Weisz, Smith, & Smith Sr., 2015). El sistema continúa su movimiento hacia el noreste, cruzando la frontera de México – EE. UU. (Fig. 5.5 c). De acuerdo con el Storm Prediction Center (SPC) de los EE. UU. el 25 de mayo de 2015 fueron registrados 281 reportes de tormentas severas (26 por tornados, 188 por vientos fuertes y 67 por caída de granizo), la mayoría de ellos sobre Texas. Mientras que, en México, sólo un evento fue reportado por el SMN.

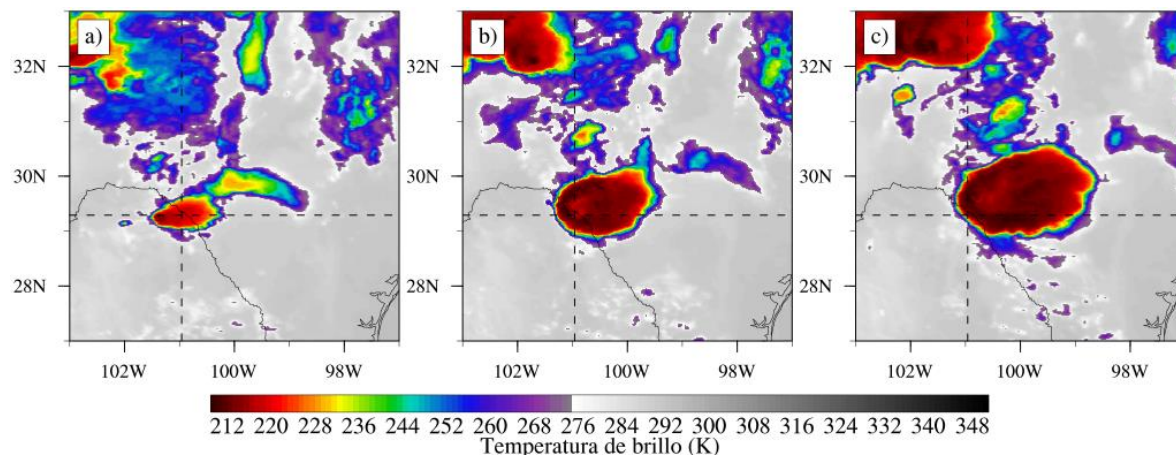


Figura 5.5 Temperatura de brillo (K) del radar GOES-13 para las (a) 10:00 UTC, (b) 11:00 UTC y (c) 12:00 UTC del 25 de mayo de 2015. La intersección de las líneas punteadas indica la ubicación de Cd. Acuña, Coahuila.

Las observaciones del radar meteorológico Doppler (DWR) son ampliamente utilizadas para determinar las características de tormentas supercelda con potencial de formación de tornados. Algunos de los rasgos presentes en este tipo de sistemas son ecos en forma de arco o gancho, estructuras duales de velocidad radial, y altos valores de reflectividad (Ryzhkov, Schuur, Burgess, & Zrníc, 2005). En la Figura 5.6 se muestra la evolución de la tormenta que ocasionó el tornado en Cd. Acuña.

Al igual que en las imágenes de satélite, el inicio la tormenta se detecta cerca de las 08:15 UTC. Ésta muestra una trayectoria de desplazamiento de suroeste – noreste, con una extensión cercana a los 100 km y máxima reflectividad de 64 dBZ (Fig. 5.6 a). Para la hora cercana al reporte de tornado (Fig. 5.6 b) se observa una clara estructura de supercelda. El eco en forma de arco (o gancho) en la porción sur de la tormenta, con reflectividad máxima de 64 dBZ, es indicador de alto potencial de daño (Ryzhkov et al., 2005; Simeonov, Bocheva, & Gospodinov, 2013).

La velocidad radial detectada en este mismo instante de tiempo varía entre los -20 m s^{-1} y 15 m s^{-1} . Para las 11:50 UTC (Fig. 5.6 c) la supercelda continúa su recorrido sobre el estado de Texas en los EE. UU. con un área de cobertura cercana a los 45 km^2 y máxima reflectividad de 55 dBZ. Una característica interesante en este periodo de tiempo es la formación de una firma V-notch, evidencia de una supercelda madura (Westbrook & Clark, 2013).

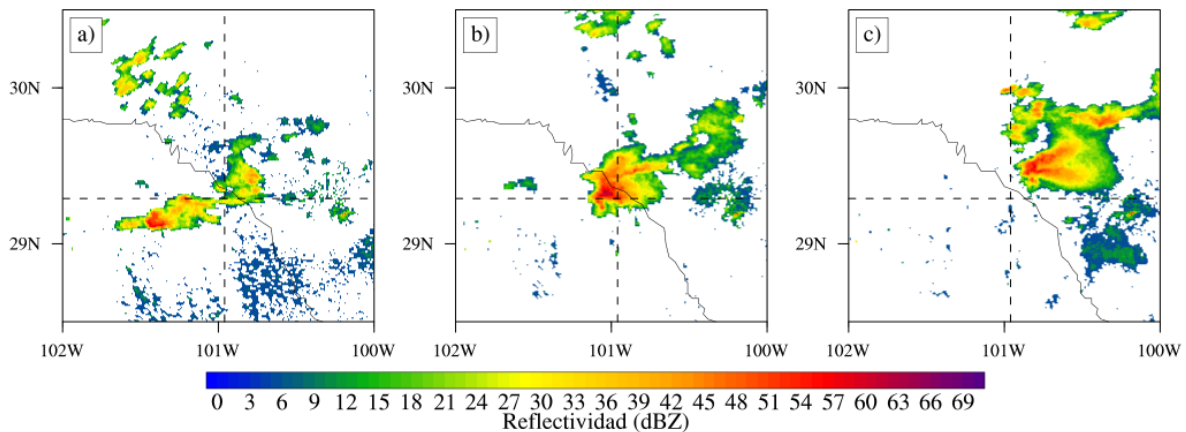


Figura 5.6 Reflectividad del radar (dBZ) WSR-88D (0.5°) de Laughlin Air Force Base, Texas para las (a) 09:50 UTC, (b) 10:50 UTC y (c) 11:50 UTC del 25 de mayo de 2015. La intersección de las líneas punteadas indica la ubicación de Cd. Acuña, Coahuila.

5.5.3 Características modeladas en superficie

Los resultados del modelo (10:00 UTC y 11:00 UTC) en d01 de humedad específica se muestran en la Figura 5.7. Se puede observar un fuerte gradiente del contenido de humedad y cizalladura del viento en superficie a lo largo de todo el límite de convergencia. La masa de aire seco que se propaga al sureste interacciona con un flujo húmedo proveniente del Golfo de México. El límite de convergencia creado está delimitado por el frente frío número 53. A raíz de esto, se infiere que el proceso de iniciación de la tormenta está modulado y alimentado por la configuración mostrada. Si bien son necesarios otros elementos para el desarrollo de tormentas, y posteriormente tornados, características de este tipo son comúnmente asociadas a tiempo severo en la meteorología operativa.

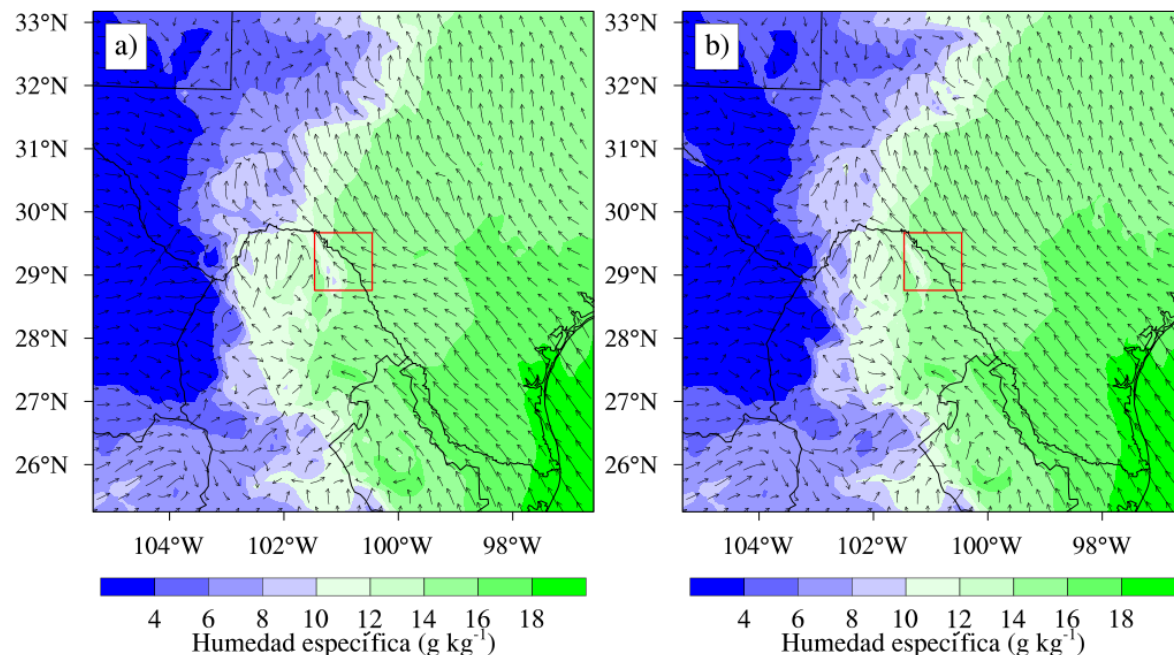


Figura 5.7 Variación horizontal de humedad específica (g kg^{-1}) simulada y vectores de viento en d01 para las (a) 10:00 UTC y (b) 11:00 UTC del 25 de mayo de 2015. El cuadro en rojo indica la ubicación del tornado.

Otro elemento para considerar es la temperatura de las masas de aire. En este sentido, se muestra como una masa de aire más frío y seco se desplaza desde el norte del dominio en dirección, casi paralela al Golfo de México (Fig. 5.8). Gradientes de alrededor de 10°C se muestran en zonas cercanas al reporte del tornado en Cd. Acuña (Fig. 5.8 b). Además, la masa de aire que se mueve desde el Golfo, muestra altos valores de humedad relativa (90%), es decir, valores cercanos al punto de saturación (Fig. 5.8 a). Dichas condiciones inducen

actividad convectiva severa (Litta et al., 2012; Pineda-Martínez & Carbajal, 2009). En este estudio de caso, dicha disposición causa fuerte cizalladura del viento el borde delantero del límite de convergencia en superficie, elemento importante para la generación del sistema supercelda con potencial de tornado. Es importante mencionar que, dentro de tales sistemas, los tornados EF2 o mayores son comunes (Markowski & Richardson, 2009).

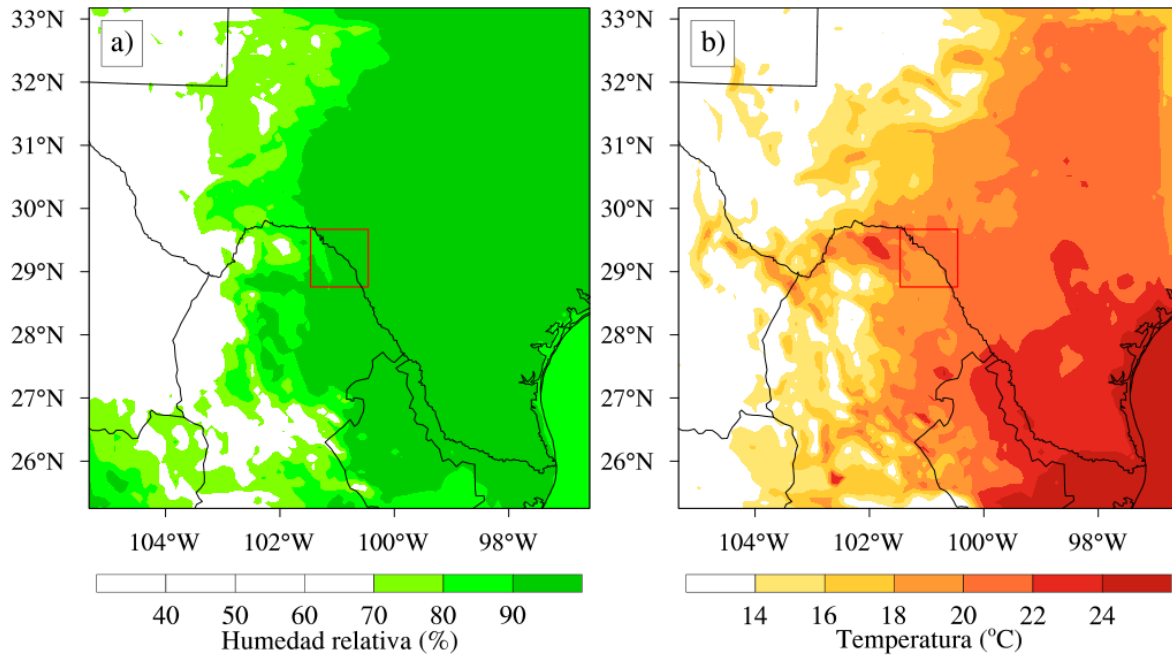


Figura 5.8 Variación horizontal de (a) humedad relativa (%) y (b) temperatura (°C) en superficie simulada en d01 para las 10:50 UTC del 25 de mayo de 2015. El cuadro en rojo indica la ubicación del tornado.

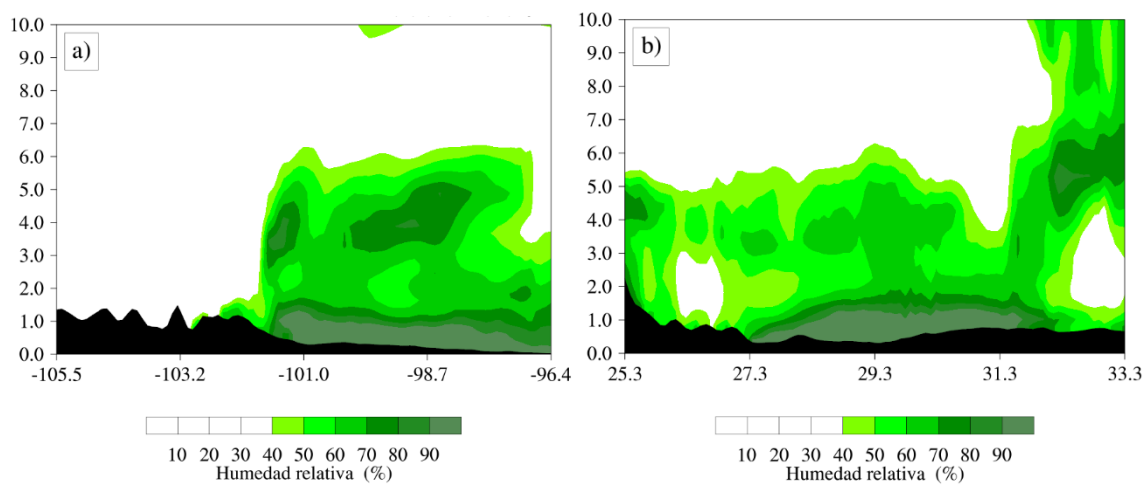


Figura 5.9 Cortes verticales-transversales de la humedad relativa (%) sobre (a) O – E y (b) S – N en d01 para las 10:50 UTC del 25 de mayo de 2015.

Las tormentas supercelda se caracterizan por una fuerte corriente ascendente giratoria, obtenida gracias a los gradientes horizontales y la cizalladura vertical del viento (Doswell & Burgess, 1993; Markowski & Richardson, 2009). Estas condiciones de inestabilidad provocan corrientes ascendentes debido a la convección forzada, misma que se produce por la flotabilidad de las masas de aire. De las simulaciones del modelo se observa la formación de una línea seca, misma que coincide con la formación de los sistemas de tormentas en el radar y satélite. Los flujos turbulentos y húmedos que se producen por los movimientos de convergencia y divergencia causan una alta concentración de humedad cerca del borde delantero del frente, mismos que se pueden observar en los cortes verticales transversales de S – N y O – E (Fig. 5.9).

5.5.4 Vientos asociados a la tormenta

Los vientos máximos medidos en los alrededores del área de estudio fueron de 16 m s^{-1} con rachas de hasta 26 m s^{-1} (CONAGUA, 2015). No obstante, el análisis de daños sugiere que la intensidad del viento fue mucho mayor. Los vientos máximos modelados en superficie (Fig. 5.10 a) oscilan entre $8 - 10 \text{ m s}^{-1}$, lo que muestra una subestimación por parte del modelo. Sin embargo, la línea de vientos máximos se dispone en dirección suroeste – noreste, justo sobre el borde delantero del límite de convergencia y siguiendo la dirección del sistema de tormenta que ocasionó el tornado. Por lo que se infiere que el modelo es capaz de captar la estructura del sistema.

Otra característica interesante es la distribución de la cizalladura de la capa profunda. Esta se define como la diferencia de intensidad del viento entre la superficie y los primeros 6 km de altura. Altos valores de cizalladura son necesarios para el desarrollo del mesociclón que soporta una tormenta supercelda (Markowski & Richardson, 2009). En la Figura 5.10 b se muestra la distribución de este parámetro a la hora cercana al reporte del tornado. Es claro que los valores máximos de cizalladura se alinean en dos zonas principales. Primero, al sur del dominio, y que coinciden con las características orográficas de las Serranías del Burro. En segundo lugar, y más interesante, sobre la porción llana del terreno donde se documentó el tornado. Esto indica un escenario favorable para la generación y desarrollo del mesociclón, y refuerza la declaración de un tornado supercelda.

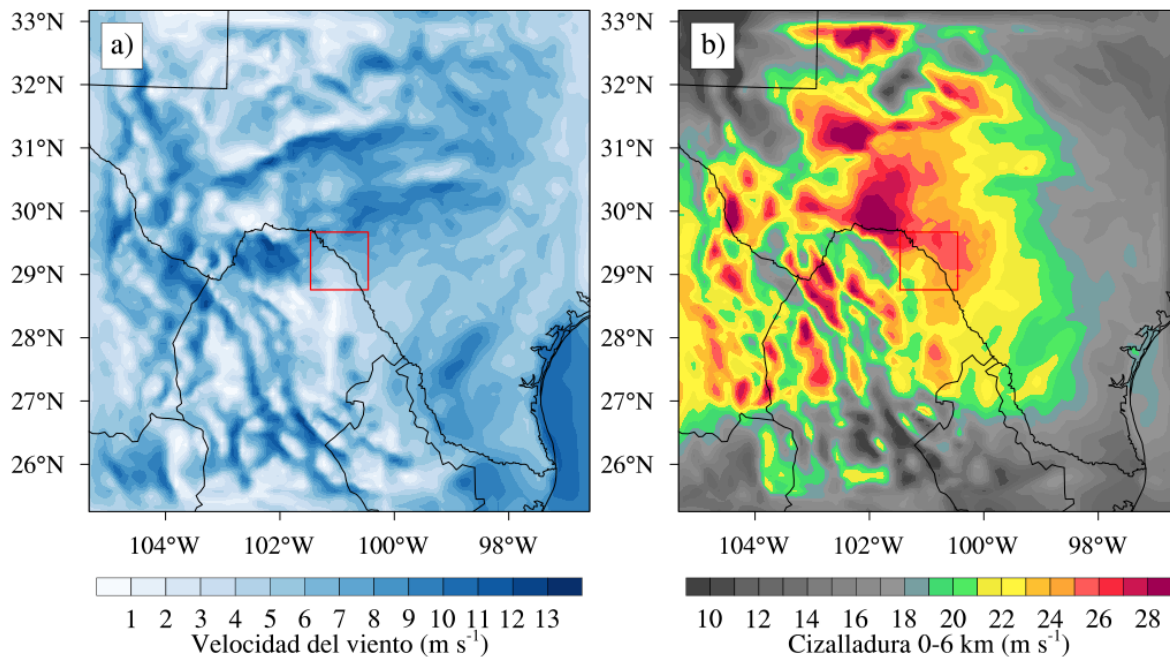


Figura 5.10 Variación horizontal de (a) intensidad del viento en superficie (m s^{-1}) y (b) cizalladura de la capa profunda (superficie – 6 km) (m s^{-1}) simulada en d01 para las 10:50 UTC del 25 de mayo de 2015. El cuadro en rojo indica la ubicación del tornado.

La simulación numérica de tormentas supercelda es difícil por dos razones principales: (1) el tiempo de vida de estos fenómenos no es lo suficientemente largo para ser completamente capturado por el modelo (espacial y temporalmente), y (2) porque los fuertes gradientes y las condiciones altamente variables de la atmósfera pueden no ser correctamente representados por las parametrizaciones físicas en un modelo de mesoescala. Sin embargo, se ha demostrado que el modelo WRF es capaz de capturar, razonablemente, las características meteorológicas locales asociadas con superceldas. Los resultados del modelo para este estudio de caso muestran la relación entre los patrones de viento, las características del terreno y el borde delantero del límite de convergencia con el que se asocia el sistema de tormenta y posterior tornado.

Conforme el sistema frontal se mueve hacia el sureste, la convergencia de masas de aire se intensifica. Esto ocasiona la formación de celdas convectivas entre la superficie y los primeros 8 km de altura (Fig. 5.11). La circulación del viento indica la formación de un sistema supercelda con los característicos flujos ascendentes y descendentes. Si bien la velocidad del viento en la vertical es baja, o bien está subestimada, la estructura del sistema es correctamente captada por el modelo WRF. Tales circulaciones provocan regiones de

convergencia y divergencia en superficie y altura, indicando alta inestabilidad en la troposfera, asociada, además, a fuerte vorticidad vertical.

Se puede observar que la máxima variación de vorticidad absoluta se concentra en la parte inferior, entre la superficie y los primeros 2 km de altura (Fig. 5.11). En esta porción, se intercalan valores entre los $-20 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ y $60 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, indicadores de inestabilidad. Este comportamiento también se asocia al borde delantero del sistema de tormenta bajo el cual se documentó el tornado. Valores positivos de vorticidad son comunes con el incremento de la circulación ciclónica y movimientos verticales (Doswell & Burgess, 1993; Matsangouras et al., 2016). También se conoce que la vorticidad vertical surge inicialmente dentro de las corrientes ascendentes de la tormenta, como resultado del enderezamiento de la vorticidad horizontal (Doswell & Burgess, 1993; Markowski & Richardson, 2009).

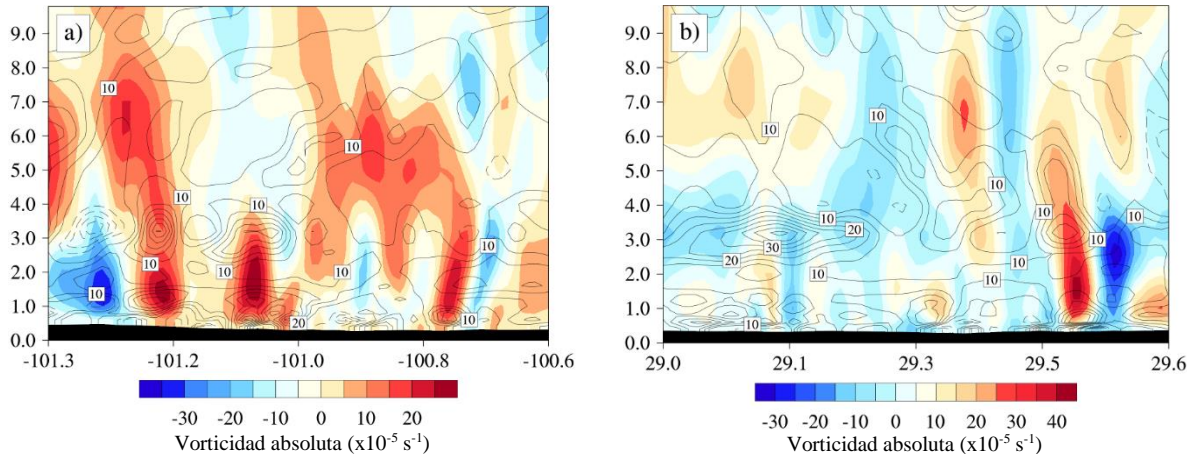


Figura 5.11 Cortes verticales-transversales de la componente vertical del viento ($\times 10^2 \text{ m s}^{-1}$) y vorticidad absoluta ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) en d03 sobre (a) O – E y (b) S – N para las 10:50 UTC del 25 de mayo de 2015.

5.5.5 Índices de inestabilidad

Una de las herramientas más utilizadas en la determinación de tiempo severo son los índices de inestabilidad. Para el caso de estudio de Cd. Acuña, Coahuila, se calculó la variación horizontal de la energía potencial disponible para convección - más inestable - (MUCAPE), la helicidad relativa a la tormenta (SRH) entre 0 – 3 km y el nivel de condensación por elevación (LCL) (Fig. 5.12). La SRH se define como una medida del potencial para la rotación de la corriente ascendente ciclónica en superceldas con movimiento hacia la derecha (Davies-Jones, Burgess, & Foster, 1990). Por otro lado, el CAPE representa la cantidad de energía flotante disponible para acelerar verticalmente una parcela de aire. Altos valores de

CAPE y SRH son determinantes para la generación de tiempo severo y la posibilidad de superceldas tornádicas (Brooks et al., 2003).

Los valores simulados de MUCAPE (Fig. 5.12 a) en d01 se extienden de S – N a lo largo del límite del sistema frontal, sobre Cd. Acuña, en México; y Del Río, en los EE. UU. En estas regiones, los valores máximos superan los 3000 J kg^{-1} , sobrepasando el límite establecido para fuerte inestabilidad. Resultados similares se han reportado para distintos casos de tornado alrededor del mundo (Matsangouras et al., 2014). Existe una relación clara entre la distribución de MUCAPE y la humedad relativa. El frente frío del norte del dominio, interactuando con aire cálido y húmedo proporcionado por el Golfo de México, es un factor elemental en el incremento de la inestabilidad en esta zona. Este patrón es conocido como vaguada prefrontal, y algunos estudios la han asociado a la generación de tornados (Matsangouras et al., 2014; Nastos & Matsangouras, 2014).

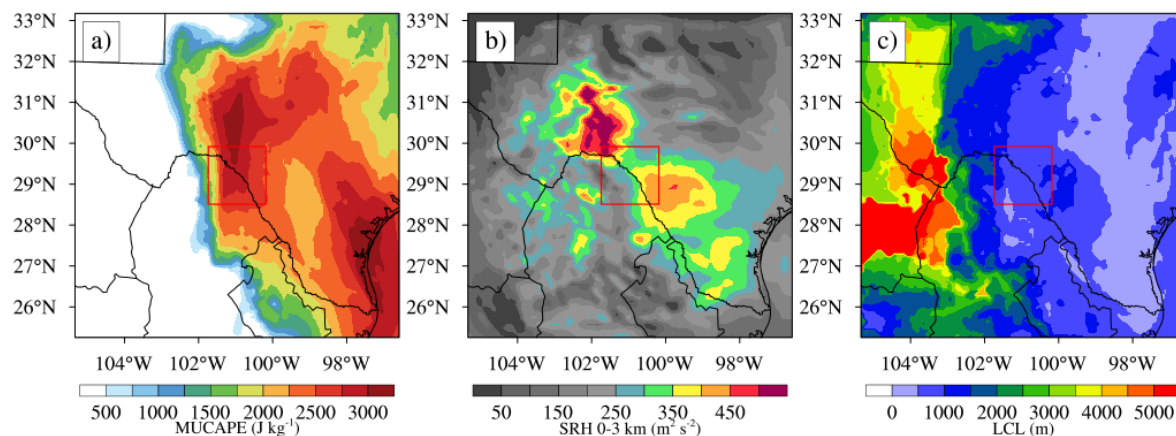


Figura 5.12 Variación horizontal de parámetros (a) MUCAPE (J kg^{-1}), (b) SRH 0-3 km ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) y (c) LCL (m) simulados en d01 para las 10:50 UTC del 25 de mayo de 2015. El cuadro en rojo indica la ubicación del tornado.

Los valores modelados de SRH entre 0 – 3 km en el estudio de caso de Cd. Acuña varían entre $400 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ y $500 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ (Fig. 5.12 b). Las áreas con los máximos valores se ubican al noroeste del área impactada por el tornado. La estructura horizontal de SRH se puede interpretar como positiva para el desarrollo de superceldas con mesociclón. Otros estudios numéricos sobre tornados supercelda reportan valores cercanos a los $100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ y $289 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ (Bikos, Finch, & Case, 2016; Mateo et al., 2009). Finalmente, la variación horizontal de LCL se muestra en la Figura 5.12 c. Este se interpreta como la altura en metros donde la parcela de aire que asciende alcanza su punto de saturación y es una estimación razonable de la altura

de la base de la nube. En el caso aquí estudiado, se detectan alturas menores a 1000 metros, lo que indica un alto potencial de inestabilidad. En resumen, los índices de inestabilidad aquí mostrados exponen el comportamiento esperado para una tormenta severa con potencial de desarrollo de superceldas con mesociclón.

5.6 Análisis de los casos típicos: “Tornados en Zapotiltic”

5.6.1 Análisis sinóptico

En la Figura 5.13 se presentan las condiciones sinópticas asociadas a la generación de los casos de estudio en Zapotiltic, Jal. Durante el evento del 07 de agosto de 2012 (Fig. 5.13 a – d) se observan dos sistemas ciclónicos; la tormenta tropical Gilma en el Océano Pacífico y el Huracán Ernesto en el Mar Caribe. Ninguno de los dos presenta influencia directa por los desprendimientos nubosos sobre la zona de estudio. Sin embargo, los sistemas de circulación asociados a estos favorecen el flujo de humedad y un ambiente cercano a la saturación en niveles bajos y medios. Ambos procesos advectivos (desde el Océano Pacífico y el Golfo de México) convergen a lo largo de la Sierra Madre Oriental y la porción central de México, particularmente al oeste de la FVTM. En los niveles de 500-hPa y 700-hPa, la circulación anticiclónica presente en el norte del país se asocia a un flujo de aire seco en superficie moviéndose hacia el sur. En niveles cercanos a la superficie (850-hPa y 925-hPa), se pueden observar regiones convergencia sobre la zona de estudio.

Por otro lado, las condiciones sinópticas asociadas al tornado de 2014 son mayormente influenciadas por la tormenta tropical Polo, localizada en el Océano Pacífico y, en menor proporción, por la tormenta tropical Odile en el Golfo de California (Fig. 5.13 e – h). En los niveles inferiores se observa una mayor influencia de Polo, derivada de la circulación asociada a la tormenta. Además, un anticiclón en el nivel de 700-hPa ayuda a la advección de humedad desde el Golfo de México hacia la región central del dominio. Al nivel de 500-hPa, dicho anticiclón (medianamente profundo), domina el noreste del país. La convergencia de flujos de humedad, derivada de niveles medios (desde el Golfo) y niveles bajos (desde el Pacífico), se extiende a lo largo de toda la Sierra Madre Occidental.

Algunas similitudes se pueden observar en estos dos casos. Por un lado, se encuentra el anticiclón del nivel de 500-hPa en el noreste de México y la presencia de dos sistemas tropicales. En el caso de 2014, el sistema tropical del Golfo de California desplaza el

anticiclón hacia el este, situación que no sucede en el caso de 2012. Otra característica en común es la circulación anticiclónica localizada al este del dominio, misma que causa la advección de humedad desde el Golfo de México hacia la porción central de la FVTM. En ambos casos, se observa el efecto de los sistemas tropicales como el principal causante de transporte de humedad hacia la región de estudio. Tal situación es más evidente en el caso del 2014 por la cercanía del sistema tropical a la costa.

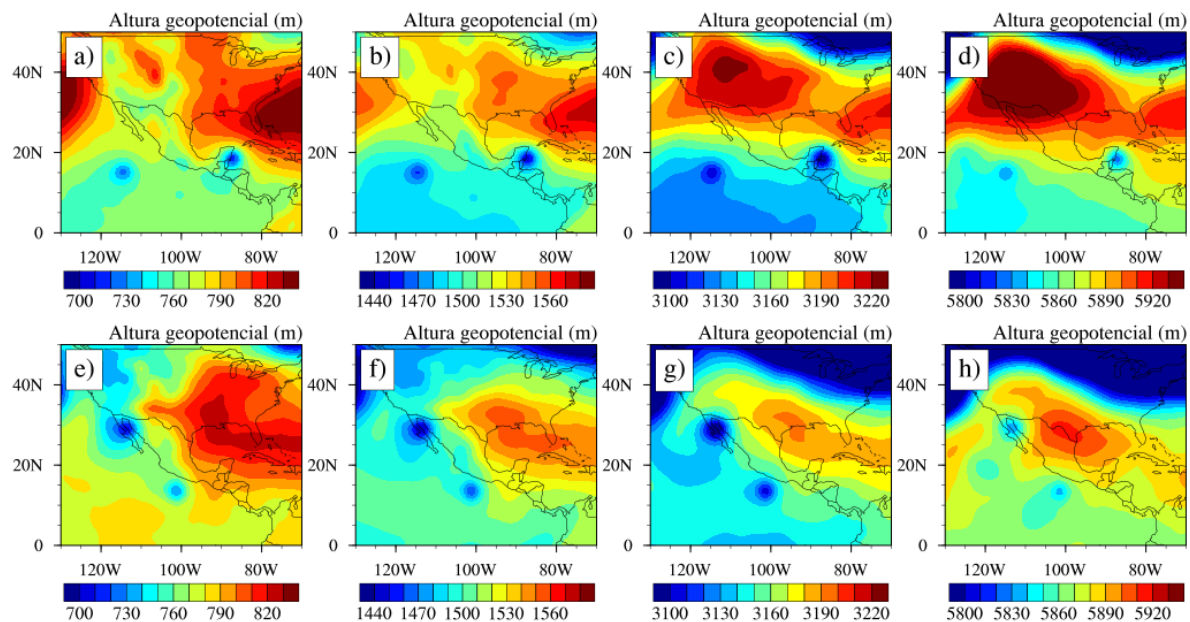


Figura 5.13 Compuesto diario de altura geopotencial (m) para el 07 de agosto de 2012 en los niveles de (a) 925-hPa, (b) 850-hPa, (c) 700-hPa y (d) 500-hPa; y para el 16 de septiembre de 2014 en los niveles de (e) 925-hPa, (f) 850-hPa, (g) 700-hPa y (h) 500-hPa.

5.6.2 Imágenes de satélite

Para los dos casos de estudio, la disponibilidad de datos no permitió el análisis de imágenes de radar. No obstante, en la Figura 5.14 se muestra la secuencia de imágenes de satélite de las dos tormentas que provocaron los tornados en Zapotiltic, Jal., en 2012 y 2014. Los datos para ambos casos se obtuvieron a partir de la banda 4 (canal infrarrojo) del satélite GOES-13. Para el evento de 2012, la trayectoria de la tormenta es noreste – suroeste (Fig. 5.14 a – c). La línea de tormentas inicia cerca de las 19:00 UTC. Una hora después, en plena fase de desarrollo se observan 5 núcleos de tormenta localizados paralelamente a la línea de costa. El tornado ocurre justo en el borde delantero de uno de estos núcleos. Es importante mencionar que los tornados no-supercelda suelen ocurrir en la etapa temprana de la tormenta,

justo cuando comienza el desarrollo de nubes de crecimiento vertical (Wakimoto & Wilson, 1989). Para las 21:00 UTC, aproximadamente media hora después del reporte de tornado, dos sistemas de tormenta bien definidos se desplazan hacia el Océano Pacífico. Las temperaturas de brillo asociadas a este evento varían entre 230 – 216 K, lo que indica un desarrollo vertical intermedio.

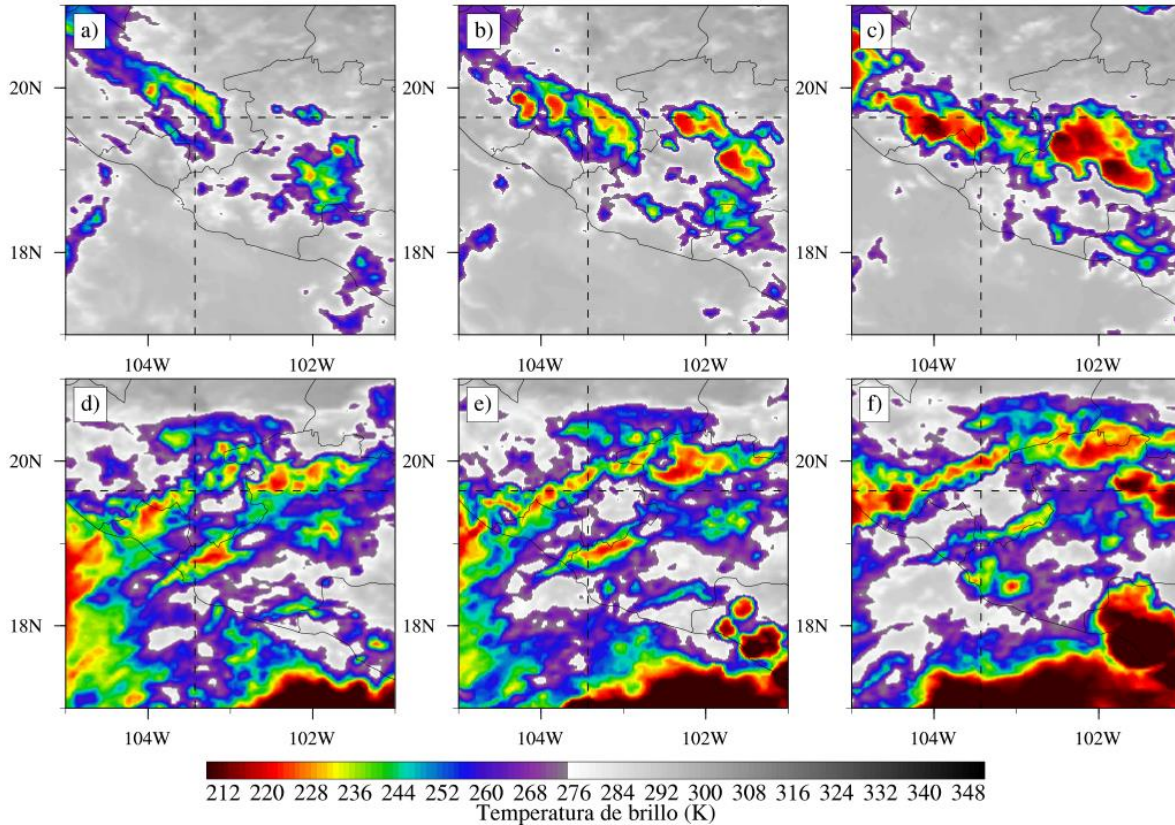


Figura 5.14 Temperatura de brillo (K) del radar GOES-13 para las (a) 19:00 UTC, (b) 20:00 UTC y (c) 21:00 UTC del 07 de agosto de 2012; y (d) 20:00 UTC, (e) 21:00 UTC y (f) 22:00 UTC del 16 de septiembre de 2014. La intersección de las líneas punteadas indica la ubicación de Zapotiltic, Jalisco.

El caso del 16 de septiembre de 2014 está claramente determinado a partir de las bandas nubosas de la tormenta tropical Polo. Dos bandas bien definidas en dirección suroeste – noreste se desplazan hacia el noroeste, e incluso, muestran la típica curvatura asociada a estos sistemas de tormenta. Para la hora cercana a la ocurrencia del tornado (Fig. 5.14 e) la banda localizada al norte del dominio se identifica como la causante del evento de tornado. Nuevamente, el núcleo de tormenta no es tan masivo y se encuentra en fase de desarrollo. Las temperaturas de brillo asociadas a este evento varían entre 260 – 220 K.

5.6.3 Características modeladas en superficie

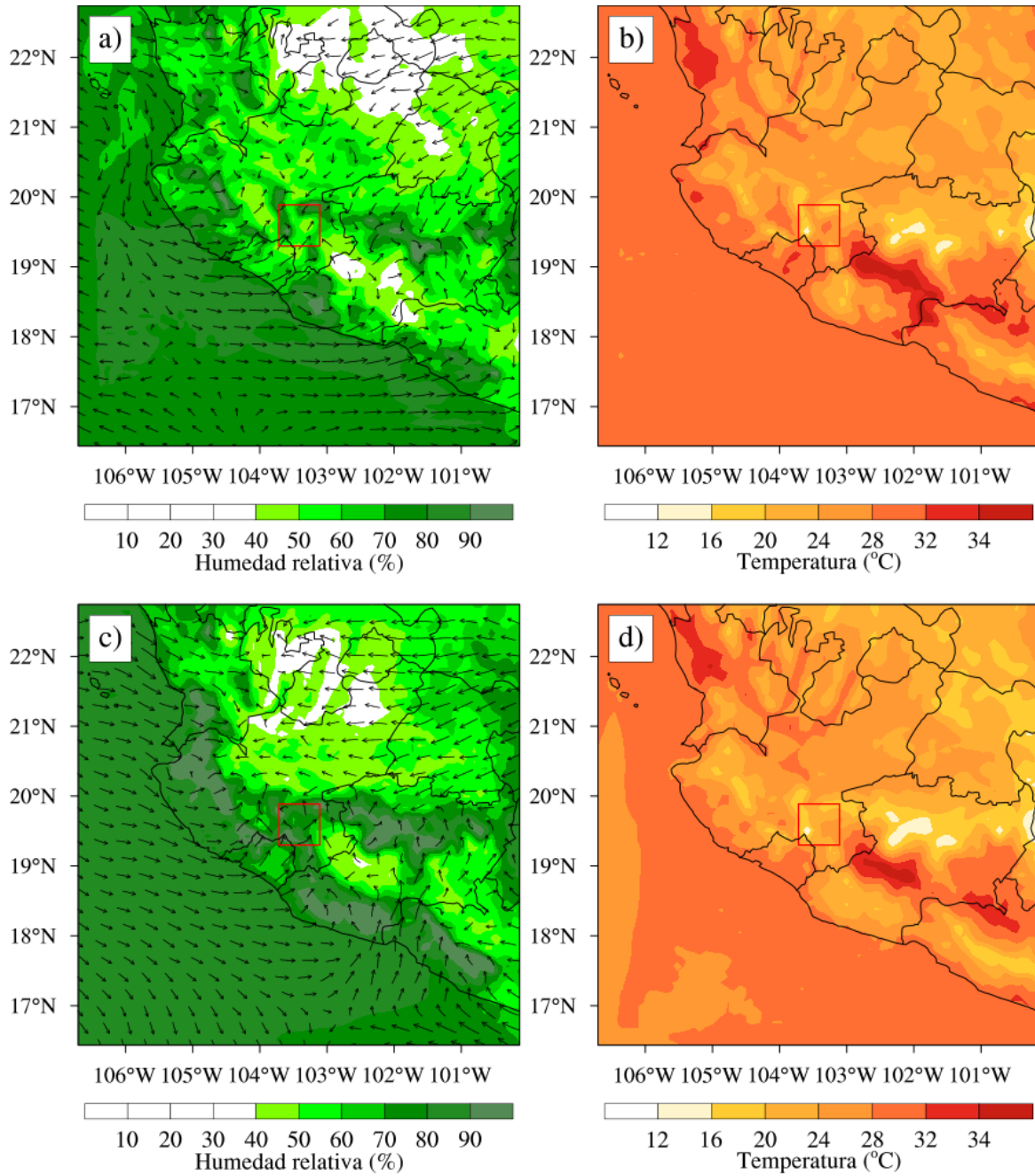


Figura 5.15 Variación horizontal de humedad relativa (%) y temperatura (°C) en superficie simulada en d01 para las (a, b) 20:30 UTC del 07 de agosto de 2012; y para las (c, d) 21:30 UTC del 16 de septiembre de 2014. El cuadro en rojo indica la ubicación del tornado.

El análisis de las condiciones meteorológicas prevalentes durante los dos tornados en Zapotiltic, Jal. es relevante para explorar si las condiciones del terreno, bajo circunstancias

específicas, inducen procesos de inestabilidad que pueden desencadenar actividad tornádica. El hecho de que dos tornados hayan ocurrido prácticamente en el mismo sitio, pero en diferentes tiempos, es una buena razón para el análisis de los procesos involucrados en su formación.

Para los casos de estudio aquí analizados, el transporte de flujos húmedos (Fig. 5.15 a, c) desde el Océano Pacífico hacia la región continental, y su interacción con la compleja orografía (que además determina en buena medida la distribución de temperatura) provoca fuertes gradientes. Dichos contrastes también son visibles en la temperatura (Fig. 5.15 b, d) con diferencias cercanas a los 20°C. Las salidas del modelo permiten observar la entrada de aire húmedo desde el Océano Pacífico en ambos casos, además de un flujo más seco desde el noroeste para el caso de 2012 (Fig. 5.15 a).

La variación del contenido de humedad es más clara sobre la región de estudio, con valores entre 40% y 90% de humedad relativa. Tal penetración de flujos está presente en ambos casos, pero en diferentes niveles de intrusión. Otra similitud es la dominancia de aire más seco al norte del dominio. Es interesante notar que los patrones de humedad y temperatura son bastante similares en ambos casos, por lo que se infiere que dichas condiciones son determinadas, en buena medida, por la distribución del terreno. Los contrastes térmicos y de humedad son necesarios para los procesos de inestabilidad, la iniciación de los sistemas de tormenta y la posibilidad de desarrollo de tornados. Vale la pena mencionar que, aunado a esto, el campo de vientos muestra regiones de convergencia justo sobre el área donde los dos tornados se desarrollaron (Fig. 5.15 a, c).

En la Figura 5.16, se muestra la distribución horizontal, en $d03$, de la vorticidad absoluta y la cizalladura del viento entre 50 – 1500 metros sobre el terreno a la hora aproximada de los dos tornados. Los patrones del campo de vientos son particularmente similares en la región cercana a la ocurrencia de los dos eventos (Fig. 5.16 b, d). Parece ser, nuevamente, que el terreno determina en buena medida este patrón de cizalladura. Dicha situación causa en los niveles inferiores, convergencia y divergencia, donde además la circulación valle – montaña parece ser importante. Los flujos provenientes del Océano Pacífico se infiltran a través de los valles y provocan un efecto de canalización a través de las regiones montañosas. Si a este patrón de viento se añade el alto contenido de humedad desde el océano y parcelas de aire más seco que descienden desde los terrenos montañosos, se producen fuertes gradientes de

densidad que provocan el entorno de cizalladura. Tales condiciones favorecen los procesos de inestabilidad y la formación de tormentas severas que incrementan el potencial de formación de tornados (Doswell & Burgess, 1993).

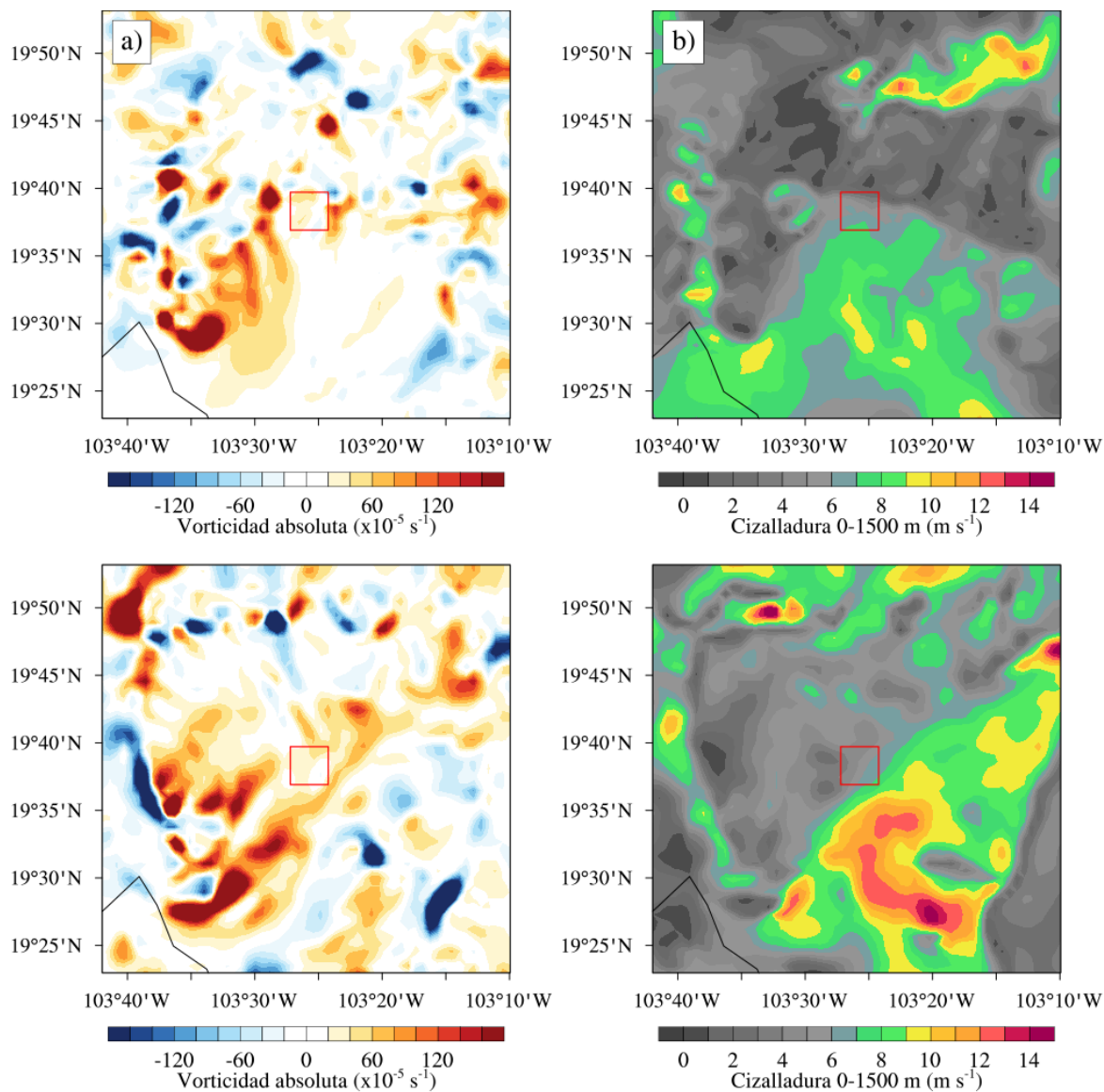


Figura 5.16 Variación horizontal vorticidad absoluta en superficie ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) y cizalladura del viento entre 50 – 1500 m (m s^{-1}) simulada en d01 para las 20:30 UTC del 07 de agosto de 2012; y para las 21:30 UTC del 16 de septiembre de 2014. El cuadro en rojo indica la ubicación del tornado.

La cizalladura horizontal representa una fuente para la componente vertical de la vorticidad. La componente vertical de la vorticidad relativa es calculada a partir de los gradientes horizontales de las componentes u y v del vector velocidad. La vorticidad absoluta es

calculada como $\omega(a) = \zeta + f$, donde ζ es la componente vertical de la vorticidad relativa y $f = 2 \Omega \sin \phi$, es el parámetro de Coriolis. $\Omega = 7.29 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ es la velocidad angular del planeta Tierra ϕ es la latitud. En este sentido, los patrones de vorticidad absoluta en superficie (Fig. 5.16 a, c) muestran los máximos alineados sobre el límite de la cizalladura. Nuevamente, ambos casos muestran una distribución bastante similar. Además, áreas positivas y negativas asociadas al sentido de rotación de las masas de aire, demuestran la complejidad de los flujos en la zona.

5.6.4 Efecto orográfico e índices de inestabilidad

El rol de la orografía compleja para la generación de inestabilidad atmosférica se analiza con un experimento numérico adicional. Para esto, se utilizó el modelo digital de elevación (MDE) del INEGI a 90 metros de resolución (de ahora en adelante TOPO-2012, para el tornado del 07 de agosto de 2012; y TOPO-2014, para el tornado del 16 de septiembre de 2014). En estos experimentos, la variable del terreno en el modelo WRF-ARW fue reducida en un 90% (mismo que caso anterior, pero PLANE-2012 y PLANE 2014) (Fig. 5.17).

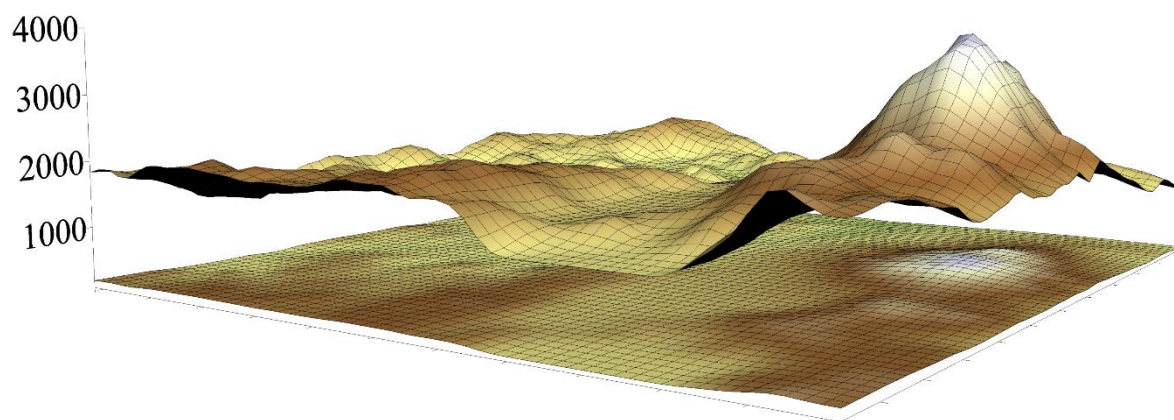


Figura 5.17 Modelos digitales de elevación utilizados en las simulaciones del WRF-ARW. La malla superior representa el MDE original y la malla inferior el MDE reducido al 90%. La escala vertical (Z) es la misma para ambas gráficas.

Posteriormente se corrieron las simulaciones con las mismas parametrizaciones físicas. Para el análisis del efecto orográfico, se extrajeron y calcularon diferentes parámetros de inestabilidad del punto de malla más cercano a la coordenada de referencia del reporte de tornado. Dichos índices son: MUCAPE, inhibición convectiva (CIN), SRH 0 – 3 km, SHEAR 0 – 3 y 0 – 6, y el índice de helicidad – energía (EHI).

El comportamiento temporal de MUCAPE (Fig. 5.18 a) revela variaciones entre 200 – 1200 J kg^{-1} y de 700 – 1200 J kg^{-1} para el 2012 y 2014 respectivamente, indicando inestabilidad moderada. Diversos valores de sesgo de CAPE entre 250 – 2000 J kg^{-1} se han introducido en Europa para evaluar la ocurrencia de eventos extremos como tornados (Romero, Gayà, & Doswell, 2007). Interesantemente, en los experimentos con terreno simplificado (PLANE-2012, PLANE-2014) los valores de MUCAPE son bastante más altos y temporalmente estables (mejor en el caso del 2012). Dicha situación es complementada con el parámetro CIN (Fig. 5.18 b), que muestra un comportamiento de valores bajos para TOPO-2012 y TOPO-2014. En este sentido, se infiere que el terreno es un factor importante para modular la energía disponible para la inestabilidad atmosférica.

Sobre la helicidad relativa a la tormenta (Fig. 5.18 c) se pueden observar valores oscilando alrededor del cero para los experimentos TOPO-2012 y TOPO-2014. Dicho comportamiento ha sido reportado previamente y se sugiere que puede estar relacionado con tornados anticiclónicos (Carbajal, León-Cruz, Pineda-Martínez, Tuxpan-Vargas, & Gaviño-Rodríguez, 2019). El experimento PLANE-2012 muestra un comportamiento no-caótico en este parámetro, y se asocia al terreno plano. Por otro lado, en el caso PLANE-2014 no hay una diferencia significativa con los experimentos a topografía normal. El efecto del terreno plano en este experimento causa oscilaciones extraordinarias justo después del reporte de tornado.

El parámetro SHEAR 0 – 3 km (Fig. 5.18 d) muestra, en ambos casos, un incremento importante sólo unos minutos previos al reporte del tornado. Nuevamente, en el caso de 2012 el efecto del terreno complejo (TOPO-2012) parece ser esencial en la creación de un ambiente inestable. No así para el caso de topografía simplificada del 2014 (PLANE-2014), donde incluso se alcanzan los valores más altos de cizalladura. Por otro lado, la cizalladura de la capa profunda (Fig. 5.18 e) muestra, en el caso de 2012, la clara influencia del terreno en la generación de diferencias verticales del campo de vientos. Mientras que la línea se mantiene estable y con valores bajos de cizalladura para PLANE-2012, al momento de ocurrencia del tornado en TOPO-2012 se dispara a cerca de 10 m s^{-1} , indicador de inestabilidad. Para el caso de 2014, el terreno (TOPO-2014) parece funcionar como un catalizador de las condiciones ya de por sí inestables. Finalmente, el EHI, que es una relación

entre CAPE y SRH, muestra un comportamiento según lo esperado. Valores muy bajos (por tratarse de tornados no-supercelda) y con poca variabilidad.

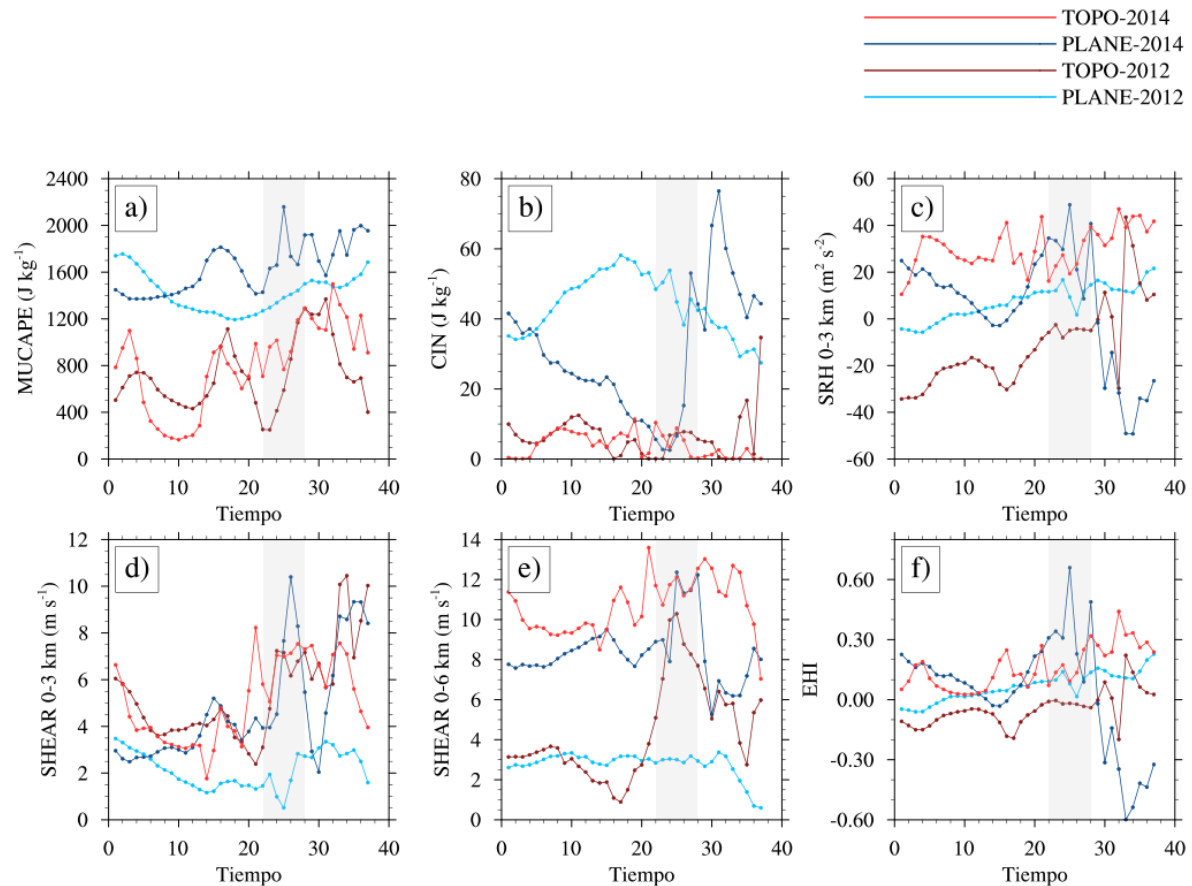


Figura 5.18 Series de tiempo de (a) MUCAPE, (b) CIN, (c) SRH 0 – 3 km, (d) SHEAR 0 – 3 km, (e) SHEAR 0 – 6 km, y (f) EHI en el punto de malla más cercano al reporte del tornado. El área en gris representa una ventana de 60 minutos centrada en el tiempo de reporte cada evento.

Una posible explicación del comportamiento de los parámetros de inestabilidad en el caso de 2014 es la proximidad del tornado con la tormenta tropical Polo, que es bien captada por el modelo WRF-ARW. En este caso, el ambiente de inestabilidad está presente con o sin topografía, sin embargo, los valores máximos siguen siendo asociados al experimento TOPO-2014, lo que mostraría que este parámetro estático funciona un intensificador de las condiciones inestables. Por otro lado, para el caso de 2012, las simulaciones demuestran que el terreno es uno de los principales elementos a considerar en los procesos de inestabilidad. La convección forzada por la orografía parece ser el generador de la tormenta dentro de la que se desarrolló el tornado no-supercelda.

En la Figura 5.19 se presenta la evolución del campo de vientos sobre el terreno para ambos casos de estudio: 2012 (Fig. 5.19 a – c) y 2014 (Fig. 5.19 d – f). Para el evento del 07 de agosto de 2012, los gráficos muestran una circulación dominante del suroeste en interacción con otra circulación del norte hacia el centro del dominio. Con este patrón se explica el transporte de humedad hacia el valle donde el tornado se formó. Otra característica importante es como la convergencia de flujos se desarrolla justo sobre la región donde el tornado se registró. Dichas condiciones parecen ser relevantes para la formación de tormentas severas en la región. La convergencia es forzada por la orografía y las condiciones dinámicas están asociadas con circulaciones valle – montaña, montaña – valle y efectos de canalización. Tal situación induce un ambiente de fuerte cizalladura horizontal que conduce a la generación de vorticidad vertical y corrientes ascendentes.

El estudio de los ambientes que conllevan a la formación de tornados no-supercelda ha sido el objetivo de diversos estudios. Uno de los hallazgos importantes, es como la fuerte cizalladura horizontal del viento a lo largo de un límite de convergencia puede evolucionar de un vórtice vertical en un vigoroso misociclón (Lee & Wilhelmson, 1997b, 1997a). En estos estudios, se ha definido a los misociclones siguiendo la definición de Fujita, con una configuración de corriente ascendente dual dividida en el medio por una corriente descendente ocluida e impulsada dinámicamente (Fujita, 1981; Lee & Wilhelmson, 1997b). Los patrones de inestabilidad, dados por la cizalladura horizontal, aparecen en el borde delantero de una tormenta, y las inestabilidades de corte parecen controlar la distribución de la corriente ascendente a lo largo del flujo de salida.

Como era de esperarse, las condiciones de flujo para el caso de 2014 son similares (Fig. 5.19 d – f). Un flujo del sur prevalece antes y durante el tornado. Las simulaciones revelan que en este caso la convergencia no es tan intensa. Sin embargo, el transporte de humedad desde el Océano Pacífico es significativamente mayor que en el caso previo. El flujo de viento es canalizado a través del valle, creando una diferencia de velocidad entre la parte baja y alta. De esta manera, las condiciones para la generación de vorticidad se crean en un entorno de gradientes de humedad y temperatura. Las inestabilidades generadas por la interacción de masas de aire con diferentes propiedades físicas, produce vorticidad vertical y fuertes corrientes ascendentes. Dichos mecanismos juegan un papel relevante en la tornadogénesis no-supercelda (Lee & Wilhelmson, 1997a; Wakimoto & Wilson, 1989).

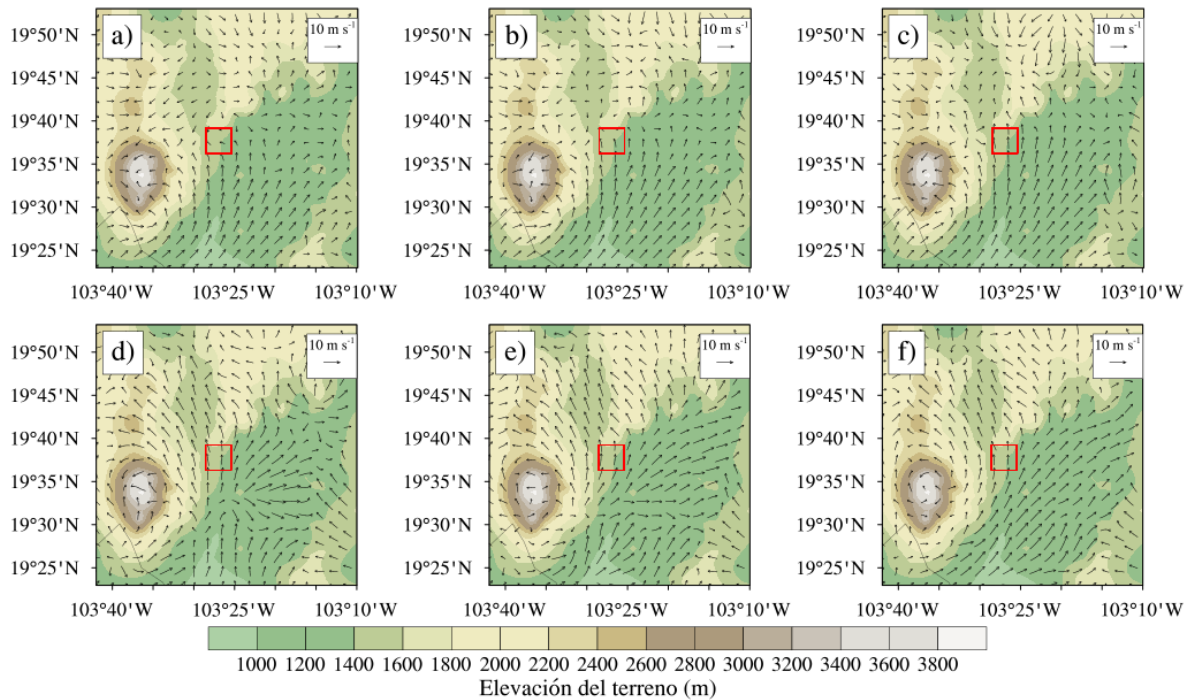


Figura 5.19 Distribución horizontal de vectores de viento (m s^{-1}) sobre el terreno simulados en d03 para las (a) 19:50 UTC, (b) 20:10 UTC, (c) 20:30 UTC del 07 de agosto de 2012; y para las (d) 20:50 UTC, (e) 21:10 UTC y (f) 21:30 UTC del 16 de septiembre de 2014. El cuadro en rojo indica la ubicación del tornado.

Además de la variación horizontal del viento en d03, se analiza la estructura de la componente vertical (w) y la vorticidad absoluta (Fig. 5.20). El objetivo de estos gráficos es explorar las inestabilidades en alta resolución. Para el corte O – E del 07 de agosto de 2012 (Fig. 5.20 a) se observan algunas regiones de corrientes ascendentes en las cercanías del reporte del tornado. Sin embargo, la estructura de la corriente vertical se observa de mejor manera en el corte S – N (Fig. 5.20 b). Los procesos convectivos fuertes están asociados a altas velocidades en la componente vertical del viento. Además, se observan interesantes estructuras de vorticidad justo en superficie, y que coinciden favorablemente, con las regiones de convergencia. Dada su configuración, se sugiere una alta influencia del terreno en su origen.

Para el caso de 2014 (Fig. 5.20 c, d) aunque los flujos ascendentes no muestran velocidades parecidas al caso anterior, si se pueden observar estructuras verticales masivas. Además, la intercalación entre flujos ascendentes y descendentes en niveles cercanos a la superficie es típico en las celdas convectivas. En este caso, las estructuras de vorticidad absoluta muestran configuraciones interesantes. Se infiere que su organización se deriva de la cizalladura

horizontal del viento y que se alinea con el límite de convergencia. Esta configuración, aunado a valores medios de CAPE y SRH, parecen ser esenciales para la formación de este tornado. Además, dichas características de vorticidad en los niveles bajos se alinean con las observaciones de tornadogénesis no-supercelda (Wakimoto & Wilson, 1989).

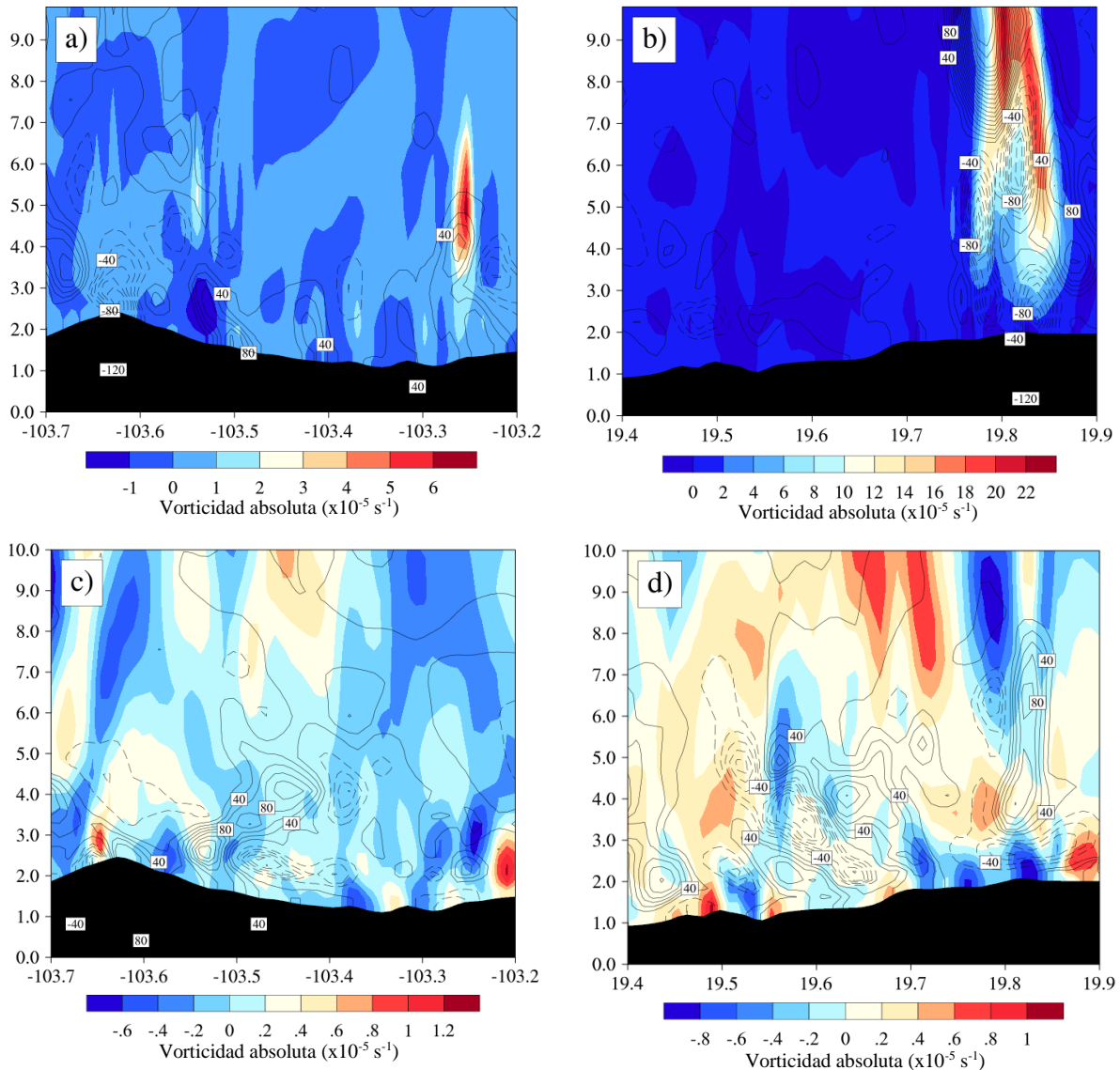


Figura 5.20 Cortes verticales-transversales de la componente vertical del viento (m s^{-1}) y vorticidad absoluta ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) simulada en d03 sobre E – O y S – N para las (a, b) 20:30 UTC del 07 de agosto de 2012 y para las (d, e) 21:30 UTC del 16 de septiembre de 2014.

5.6.5 Procesos de convección profunda

Los flujos de humedad son cruciales para la iniciación del proceso de inestabilidad. La humedad relativa indica el nivel de saturación del vapor de agua, es decir, el nivel para iniciar

el proceso de condensación y la liberación de calor latente. En la Figura 5.21 se muestra la distribución vertical de la humedad relativa, convergencia (líneas en rojo) y divergencia (líneas en azul) a lo largo de los transectos: O – E (Fig. 5.21 a, c) y S – N (Fig. 5.21 b, d). Las salidas del modelo revelan el alto contenido de humedad (por encima del 70%) para ambos casos de estudio. Además, dichos máximos de humedad están localizados sobre las porciones de terreno más alto. Lo anterior se interpreta como formación de convección profunda y húmeda forzada por la orografía. Dicha afirmación es soportada por el modelo de convergencia en superficie y divergencia del viento en altura.

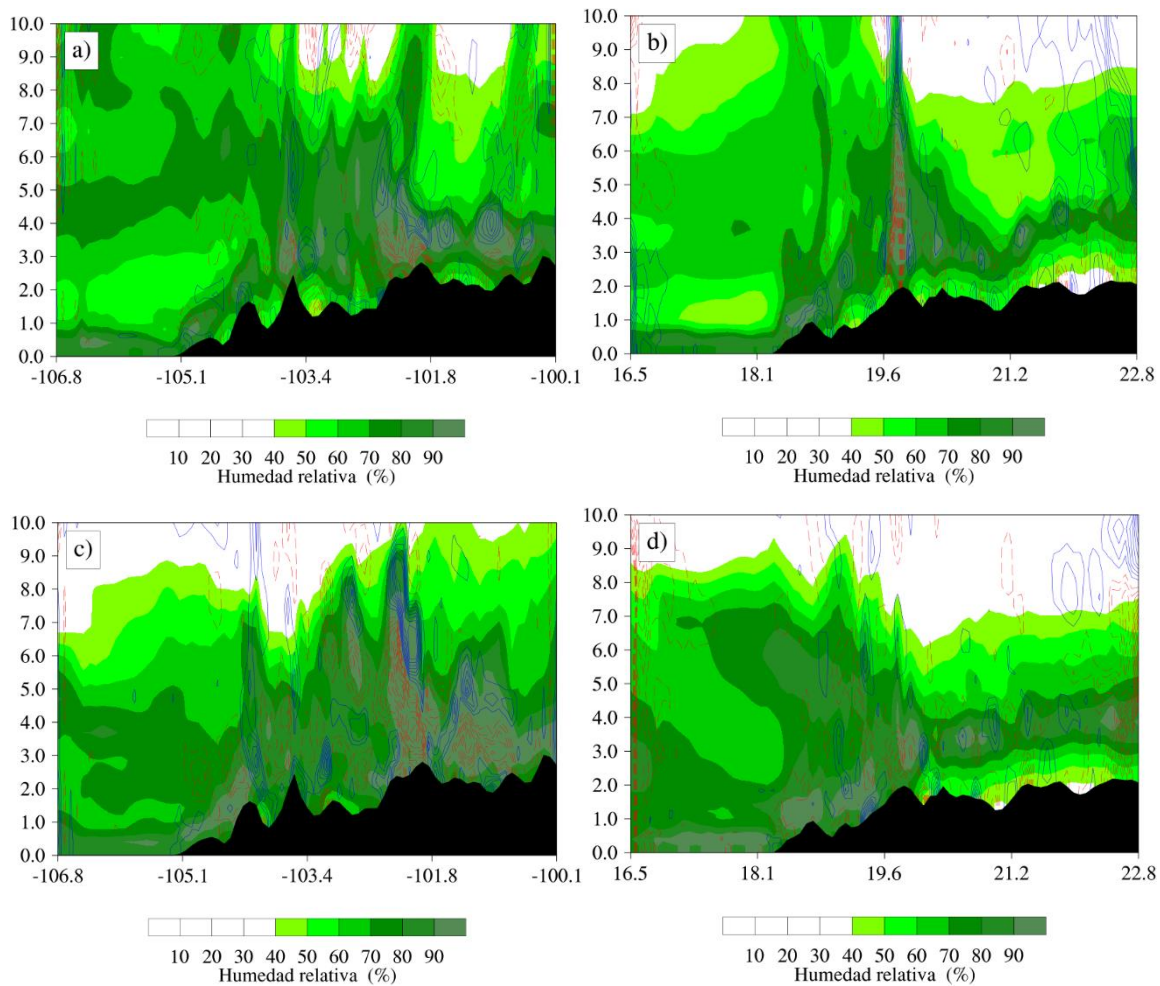


Figura 5.21 Cortes verticales-transversales de humedad relativa (%), convergencia (líneas en rojo) y divergencia (líneas en azul) simulada en d03 sobre E – O y S – N para las (a, b) 20:30 UTC del 07 de agosto de 2012 y las (c, d) 21:30 UTC del 16 de septiembre de 2014.

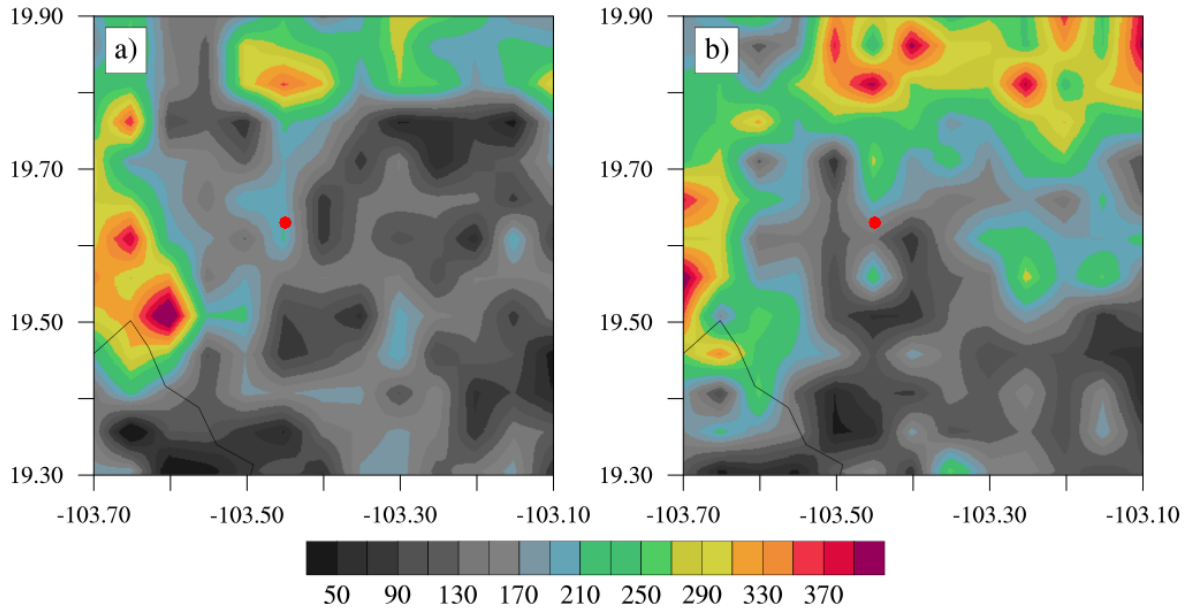


Figura 5.22 Número total de eventos de convección profunda (basados en conteo píxel por píxel) para los años (a) 2012 y (b) 2014 basados en los productos de nube de MODIS. El punto en rojo indica la localización de Zapotiltic, Jalisco.

Es interesante mencionar que procesos convectivos como los analizados son típicos en la región de la FVTM. La Figura 5.22 muestra el total de eventos de convección profunda estimados para el año 2012 y 2014. Estos resultados están basados en los productos de nube de los datos MODIS obtenidos a partir de los satélites Aqua y Terra (Platnick et al., 2015a, 2015b). Se puede observar entonces, que alrededor de 200 eventos fueron estimados para estos años, y que los valores máximos están asociados a las elevaciones más importantes, en este caso representados por el Nevado de Colima, al suroeste del dominio.

Se ha mostrado como el aire húmedo y cálido converge con otro más frío en las porciones de valle donde se han documentado tornados. Dicho proceso genera gradientes verticales de calor, humedad y fuerte cizalladura del viento. Estos mecanismos a su vez son cruciales en el desarrollo de vórtices convectivos. Tal tipo de procesos en la tornadogénesis no-superfelda, no se ha estudiado a profundidad (Davies-Jones, 2015; Lee & Wilhelmson, 2000). Los procesos de convergencia explican la presencia de estos vórtices, cuando una corriente ascendente se mueve sobre ellos y puede llevar a la generación de tornados.

El análisis de las salidas del modelo WRF-ARW sugiere que la combinación de características físicas locales y los flujos de humedad son relevantes. Otra característica

importante, es que dichas regiones de convergencia se extienden a lo largo de la compleja orografía. Los flujos resultantes del choque en superficie, o cerca de ella, tiende a crear corrientes ascendentes significativas. Tales están soportadas por regiones de divergencia en niveles medios y altos, creando un ambiente perfecto para la convección profunda y húmeda. El resultado, al menos en estos dos casos de estudio, fue el desarrollo de tormentas severas y tornados. No obstante, otras manifestaciones del tiempo severo son posibles, tales como granizo de gran tamaño y fuertes vientos.

5.7 Conclusiones

Se realiza un análisis a través del modelo WRF-ARW, de un tornado considerado extremo y dos más catalogados como típicos. A raíz de ello, se puede establecer que dicho modelo es capaz de reproducir aceptablemente las condiciones atmosféricas de mesoescala y a nivel local durante tormentas con presencia de tornados. Para el caso del evento extremo (Cd. Acuña el 25 de mayo de 2015), parámetros de inestabilidad como CAPE y SRH, son correctamente reproducidos por el modelo, mostrando valores críticos previamente descritos en la literatura especializada. Además, las simulaciones numéricas permiten determinar que la actividad frontal es un elemento importante en la tornadogénesis supercelda entre abril – mayo en el noreste de México.

En este sentido, el análisis del tornado de Cd. Acuña muestra cómo la actividad tornádica presenta un patrón que se mueve de sur a norte y se intensifica espacial y temporalmente hacia los EE. UU. El mecanismo de formación de un tornado supercelda no solo ocurre en condiciones de intensificación de flujos de humedad en verano, sino que también puede ser causado como resultado del alto contraste de humedad y temperatura que está condicionado por la actividad frontal tardía y la aparición de intensos flujos de humedad desde el Golfo de México.

Por otro lado, el estudio de los casos típicos, es decir, de tornados no-supercelda bajo condiciones de terreno complejo, demuestra que estos eventos resultan de la combinación de diversos factores condicionados tanto por las propiedades del terreno como por los flujos de humedad. El terreno actúa como una barrera o factor de intensificación de flujos húmedos y secos, generando complejos procesos de circulación. Además, los experimentos con la topografía simplificada muestran que dicho factor tiene un rol importante para la generación

y/o intensificación de las condiciones inestables. Desde esta perspectiva, se analizaron y discutieron los patrones asociados con los procesos de generación de vorticidad, su formación y evolución.

Para estos casos, es necesaria una fuente de humedad, derivada de ciclones tropicales para los tornados estudiados. El aire húmedo del Océano Pacífico fluye hacia la porción continental entre las aberturas de la Sierra Madre Occidental. Estos flujos se incrementan durante la época de huracanes. La circulación convergente entre aire seco y frío y tales flujos genera condiciones de alta inestabilidad. Si bien los entornos generales de circulación se inician a nivel sinóptico y de mesoescala, tales están determinados por condiciones locales de circulación dados por el terreno.

La vorticidad vertical en los dos casos estudiados se originó en niveles bajos, y se asoció a la cizalladura horizontal del viento. La intensificación de dichos vórtices se dio en la época de temprana de la tormenta, cuando los flujos ascendentes que la alimentan son más intensos. Los resultados de estos dos estudios caso son representativos para la vasta región central del país, donde la compleja orografía y las condiciones sinópticas son bastante similares.

Capítulo 6

Ocurrencia de tornados anticiclónicos en una región orográficamente compleja de México

Resumen

Los tornados son fenómenos naturales violentos y destructivos que ocurren a escala local en la mayor parte del mundo. Las tormentas severas ocasionalmente conducen a la formación de mesociclones, circulaciones que comúnmente se relacionan con los tornados. En estos sistemas, el sentido de rotación está determinado, entre otros factores, por la fuerza de Coriolis. En el hemisferio norte, más del 99% de los tornados giran en sentido de antihorario. La presente investigación muestra que, en regiones de terreno complejo, los tornados tienen la misma probabilidad de rotar ciclónica o anticiclónicamente. El programa de investigación en curso sobre tornados en México ha demostrado que la ocurrencia de estos fenómenos es significativamente mayor a lo que se pensaba. Alrededor del 40% de estos se producen en la compleja región orográfica de la Faja Volcánica Transmexicana. Los datos recopilados sobre el sentido de rotación de los tornados en esta región muestran que alrededor del 50% de ellos giran en sentido horario, contradiciendo a las estadísticas en este rubro en la mayor parte de América del Norte. Series de tiempo de helicidad relativa a la tormenta muestran que los tornados formados sobre regiones orográficamente complejas exhiben comportamientos distintos a aquellos formados en llanuras y relacionados a sistemas supercelda.

Traducción y adaptación de:

Carbajal, N., León-Cruz, J. F., Pineda-Martínez, L. F., Tuxpan-Vargas, J., & Gaviño-Rodríguez, J. H. (2019). Occurrence of Anticyclonic Tornadoes in a Topographically Complex Region of Mexico. *Advances in Meteorology*, 2019.

6.1 Introducción

Los fenómenos rotacionales en la atmósfera ocurren en una amplia gama de escalas, desde movimientos turbulentos de varios centímetros, remolinos de polvo de algunos metros, tornados a cientos de metros, huracanes a cientos de kilómetros y circulaciones asociadas con perturbaciones planetarias de miles de kilómetros. La circulación y la vorticidad son parámetros que representan, esencialmente, dos maneras de cuantificar dichos procesos de rotación. La circulación es la integral de línea del vector velocidad alrededor de una curva cerrada, mientras que la vorticidad se define como la rotación del vector velocidad. En otras palabras, la circulación es una medida del tamaño del sistema en rotación, mientras que la vorticidad define la velocidad de giro (Fujita, 1977).

La componente vertical de la vorticidad relativa, ζ , se calcula a partir de los gradientes horizontales del vector velocidad. La vorticidad absoluta se calcula como $\omega^{(a)} = \zeta + f$, donde $f = 2\Omega \sin \varphi$ es el parámetro de Coriolis, $\Omega = 7.29 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ es la velocidad angular del planeta tierra, y φ es la latitud. Por lo tanto, la vorticidad se puede relacionar con la circulación simplemente dividiendo la circulación entre el área cubierta. En este sentido, la vorticidad también puede interpretarse como el doble de la velocidad angular del sistema en rotación. Soluciones simples de la ecuación de movimiento en coordenadas naturales revelan que los tornados de escalas típicas pueden tener una dirección de giro ciclónica o anticiclónica. Dicha solución se conoce como balance geostrófico.

Los tornados son fenómenos naturales extremos. Dada su frecuencia y escala impredecibles, así como su alto potencial para generar daños, los tornados se clasifican como eventos meteorológicos extremos (Bhan et al., 2016). Las tormentas severas y los tornados están íntimamente relacionados. Abundante humedad en niveles bajos de la atmósfera, altas tasas de lapso ambiental e intensa cizalladura vertical, son algunos elementos que influyen en su formación (Brooks, Doswell, & Kay, 2003). Además, altos valores de vorticidad, p. ej., relacionado con masas de aire en rotación producidas por la interacción de frentes fríos y cálidos, es otro de los factores clave que conducen al desarrollo de tormentas supercelda y ocasionalmente tornados (Markowski, Rasmussen, & Straka, 1998).

En términos generales, la distribución espacial de tormentas severas y tornados coinciden con grandes zonas de convergencia de masas de aire (Brooks, Lee, & Craven, 2003). Estos procesos ocurren a menudo en zonas de planicies, p. ej. las Grandes Llanuras de América del

Norte, y se relacionan con los tornados supercelda. Los sistemas que soportan este tipo de tornadogénesis se ven afectados por la fuerza de Coriolis, causando que estos giren, en mayor proporción, en sentido contrario a las manecillas del reloj (tornados ciclónicos). En este sentido, a pesar de la clara dominancia de tornados ciclónicos, la posibilidad de eventos anticiclónicos no se puede descartar. Snider (1976) realiza la primera descripción de un tornado anticiclónico, mientras que Fujita (1977) estudia las características de tales fenómenos. Recientemente, diversas propiedades de este tipo de tornados son explicadas aplicando datos de radar (Monteverdi, Blier, Stumpf, Pi, & Anderson, 2001). Por otro lado, Bunkers & Stoppkotte (2007) mencionan la posibilidad de tornados anticiclónicos dentro de una supercelda con un meso-anticiclón.

Diversas investigaciones han descrito los aspectos físicos y dinámicos de los tornados (Bluestein, 2013; Davies-Jones, Traap, & Bluestein, 2001; Doswell & Burgess, 1993; Markowski, 2007). Datos recientes sobre la incidencia de estos fenómenos en los EE. UU. indican que se han documentado hasta 1200 eventos anuales (NCEI, 2017; Verbout, Brooks, Leslie, & Schultz, 2006). Si bien es cierto que en los EE. UU. es donde se registran la mayor cantidad de tornados a nivel mundial, países como Canadá (Etkin, Brun, Shabbar, & Joe, 2001), India (Litta, Mohanty, & Bhan, 2010), Grecia (Nastos & Matsangouras, 2010), China (Yao et al., 2015), España (Gayà, 2011), Brasil (Silva Dias, 2011) y Sudáfrica (De Coning & Adam, 2000) cuentan con casos bien documentados.

Aunque las estadísticas sobre tornados anticiclónicos alrededor del mundo no están disponibles, algunos estudios han demostrado que son fenómenos bastante raros. Fujita (1977) señala que, en 27 años de estudio, sólo 29 eventos anticiclónicos fueron detectados. De manera similar, Snider (1976) muestra que de 100 tornados investigados, sólo uno tuvo rotación anticiclónica. Si se considera el promedio anual de eventos antes mencionado, un porcentaje menor al 1% corresponde a tornados anticiclónicos. Este simple análisis demuestra el dominio abrumador de los tornados ciclónicos en el hemisferio norte y lo peculiar que resulta su comportamiento en México.

6.2 Área de estudio

La Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) es un arco volcánico ubicado en el borde sur de la Placa Norteamericana (Ferrari, López-Martínez, Aguirre-Díaz, & Carrasco-Núñez, 1999).

Se extiende aproximadamente 900 km desde el Océano Pacífico hasta el Golfo de México cruzando 13 estados, con un ancho entre 200 – 300 km. Esta región se caracteriza por una compleja orografía y elevaciones superiores a los 5000 msnm (Fig. 6.1). Además, la FVTM se considera una de las 14 provincias biogeográficas de México y es definida como una zona de transición (Morrone, Escalante, & Rodríguez-Tapia, 2017). La región seleccionada para este análisis se localiza dentro del área de influencia de la FVTM, de los 18.80 latitud, -105.40 longitud a los 21.52 latitud, -95.79 longitud.

6.3 Metodología

6.3.1 Colección de datos documentales

En México no existe una base de datos oficial sobre tornados, sin embargo, algunos esfuerzos se han realizado al respecto (Macías-Medrano & Avendaño-García, 2014). Desde el año 2013 se ha dirigido un programa de recolección de datos documentales sobre estos fenómenos en el país, basado en informes oficiales del Servicio Meteorológico Nacional, reportes de testigos oculares, noticias de redes sociales e información periodística. Cada reporte se valida e ingresa a la base datos. En el presente estudio se utilizó evidencia videográfica, recolectada a través de internet (YouTube, Facebook, Twitter), que sustentara la ocurrencia de tornados a lo largo de la FVTM en el periodo 2010 – 2017. Del total de los casos colectados, sólo se consideraron los registros que cumplieran con los criterios de: fecha y hora exactas, coordenadas y clara evidencia del sentido de rotación del vórtice.

6.3.2 Configuración del modelo

Para determinar las condiciones meteorológicas prevalentes en los casos resultantes, se aplicó el Weather Research and Forecasting (WRF) model. El modelo WRF es un sistema de predicción numérica del tiempo diseñado para la investigación y aplicaciones operativas (Skamarock et al., 2008). Si bien la resolución utilizada no es apropiada para resolver a los tornados en sí mismos, el modelo WRF es una importante herramienta que puede mostrar cómo los sistemas locales (p. ej. circulaciones montaña – valle o convección forzada por topografía) y de mesoescala (p. ej. frentes fríos o flujos de humedad) interactúan y crean las condiciones necesarias para la formación de un tornado. En este sentido, diversos estudios lo han utilizado con tal objetivo (p. ej. Kain, Weiss, Levit, Baldwin, & Bright, 2006; Litta et al.,

2010; Matsangouras, Nastos, & Pytharoulis, 2011; Mercader, Codina, Sairouni, & Cunillera, 2010; Shafer, Mercer, Doswell III, Richman, & Leslie, 2009).

En esta investigación se utilizó la versión 3.6.1 del modelo WRF – ARW. Este se inicializó con los datos de reanálisis NCEP-FNL (NCEP, NWS, & NOAA, 2000). De acuerdo con los criterios antes mencionados, se simularon 11 eventos de tornado, 7 anticiclónicos y 4 ciclónicos. Adicionalmente, se utilizó como referencia el tornado de Cd. Acuña, Coahuila, evento de tipo supercelda ocurrido en la porción noreste del país (León-Cruz, Carbajal, & Pineda-Martínez, 2017). Todos los cálculos se realizaron utilizando las mismas características de dominio y parametrizaciones físicas. Se creó un dominio madre (d01) de 100 x 100 puntos de malla y 9 km de resolución con salidas cada 30 minutos. Luego se generó un primer dominio anidado (d02) con 88 x 88 puntos de malla, resolución espacial de 3 km y salidas cada 30 minutos. Finalmente, un segundo dominio anidado de 76 x 76 puntos de malla, 1 km de resolución y salidas cada 10 minutos. Para todas las simulaciones se utilizó como centroide las coordenadas del reporte del tornado.

Las parametrizaciones físicas que se seleccionaron fueron: WRF single-moment 3-class para microfísica, el esquema Dudhia y RRTM para onda corta y onda larga respectivamente, la opción MM5 similarity para la capa superficial, el esquema unified Noah para el uso de suelo, YSU para la capa límite planetaria y el esquema Kain-Fritsch para la parametrización de cúmulos (Dudhia, 1989; Hong, Dudhia, & Chen, 2004; Hong, Noh, & Dudhia, 2006; Kain, 2004; Mlawer, Taubman, Brown, Iacono, & Clough, 1997; Paulson, 1970; Tewari et al., 2004).

6.4 Resultados

6.4.1 Distribución espacial de tornados anticiclónicos

Para el periodo que aquí se analiza (2000 – 2017) se registraron un total de 331 tornados, resultando en un promedio de 18 casos por año. En el programa de recolección de datos en curso fueron identificados 30, 50, 46 y 58 casos para los últimos 4 años, por lo que se infiere que el número de tornados puede ser sustancialmente mayor. Como se muestra en la Figura 6.1, se ha registrado actividad tornádica en prácticamente todo el país, además, la distribución espacial de los reportes revela una clara correspondencia con el terreno complejo, en particular sobre el centro de México, pero también clara a lo largo de la Sierra Madre Oriental

y el oeste de la Sierra Madre Occidental. Un rápido análisis revela que alrededor del 40% de todos los tornados documentados para el periodo 2000 – 2017 se localiza en la región orográficamente compleja de la FVTM.

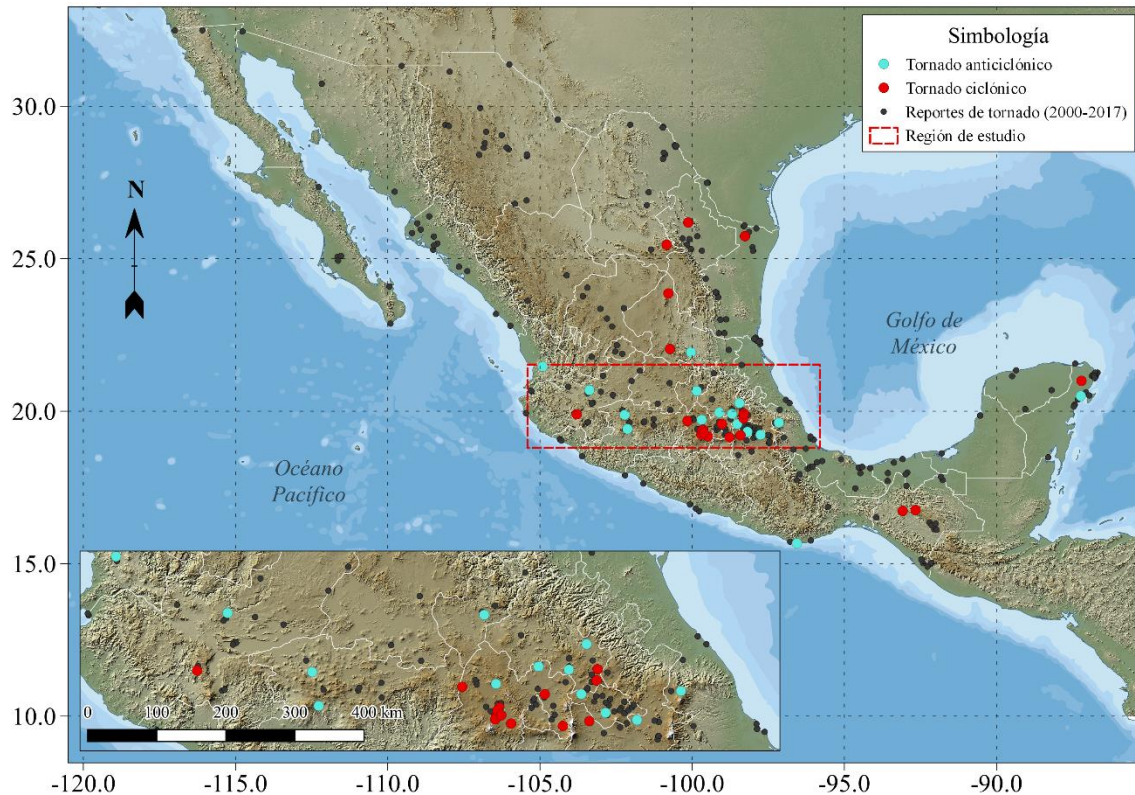


Figura 6.1 Distribución espacial de reportes de la actividad tornádica (puntos en negro) entre 2000 – 2017. La caja (línea punteada en rojo) muestra la región de estudio. Los tornados ciclónicos y anticiclónicos se indican con puntos en rojo y azul respectivamente.

Adicionalmente, se realizó un cuidadoso análisis de 27 eventos que contaban con material audiovisual y que se localizaban dentro del área de estudio. Lo anterior reveló un hecho sobresaliente: 14 tornados presentaron rotación anticiclónica y 13 rotación ciclónica (Fig. 6.1). Tal comportamiento sugiere que los tornados, al menos en esta porción del planeta, tienen la misma probabilidad de girar en un sentido u otro. Estos registros de datos son de carácter aleatorio, por lo que no hay razón para creer que dicha tendencia es resultado de un registro que tuviera dicho propósito. Los criterios de selección se basaron, únicamente, en la claridad de la representación del sentido de rotación y la capacidad de identificar el lugar de ocurrencia en el material audiovisual.

Tabla 6.1 Resumen de la actividad tornádica en la FVTM con evidencia en vídeo sobre el sentido de rotación, A: anticiclónico, C: ciclónico. Los asteriscos indican los casos seleccionados para las simulaciones numéricas.

| I.D. | Fecha | Place | Latitud | Longitud | Rotación |
|------|-------------|----------------------------------------|---------|----------|----------|
| 1 | 06/09/2010 | Guadalajara, Jalisco * | 20.690 | -103.373 | A |
| 2 | 15/05/2011 | Zempoala, Hidalgo * | 19.914 | -98.687 | A |
| 3 | 30/05/2011 | Jocotitlán, Edo. de México * | 19.719 | -99.687 | A |
| 4 | 16/03/2012 | Toluca de Lerdo, Edo. de México | 19.363 | -99.631 | A |
| 5 | 22/03/2014 | Tangancícuaro, Michoacán * | 19.882 | -102.211 | A |
| 6 | 14/04/2015 | Acatlán, Hidalgo * | 20.264 | -98.443 | A |
| 7 | 01/06/2015 | San José Chiapa, Puebla * | 19.224 | -97.751 | A |
| 8 | 10/09/2015 | Nuevo Parangaricutiro, Michoacán | 19.417 | -102.122 | A |
| 9 | 27/05/2016 | Chiautempan, Tlaxcala * | 19.323 | -98.182 | A |
| 10 | 26/03/2017 | Calpulalpan, Tlaxcala | 19.578 | -98.516 | A |
| 11 | 06/06/2017 | Las Vigas de Ramírez, Veracruz | 19.621 | -97.146 | A |
| 12 | 29/06/2017 | Tequixquiac, Edo. de México | 19.957 | -99.103 | A |
| 13 | 18/07/2017 | Xalisco, Nayarit | 21.465 | -104.905 | A |
| 14 | 06/08/2017 | Cadereyta de Montes, Querétaro | 20.665 | -99.849 | A |
| 15 | 01/06/2012 | Ecatepec, Edo de México * | 19.577 | -99.017 | C |
| 16 | 16/08/2012 | Toluca de Lerdo, Edo. de México | 19.267 | -99.686 | C |
| 17 | 21/05/2014 | Santiago Tianguistenco, Edo. de México | 19.174 | -99.480 | C |
| 18 | 17/08/2014 | Almoloya, Hidalgo | 19.766 | -98.306 | C |
| 19 | 23/03/2016 | San José del Rincón, Edo. de México | 19.678 | -100.151 | C |
| 20 | 21/04/2016 | Cuatepec de Hinojosa, Hidalgo * | 19.919 | -98.292 | C |
| 21 | 24/05/2016 | Toluca de Lerdo, Edo. de México | 19.233 | -99.697 | C |
| 22 | 03/08/2016 | Tapalpa, Jalisco * | 19.901 | -103.791 | C |
| 23 | 01/05/2017 | Amecameca de Juárez, Edo. de México | 19.142 | -98.769 | C |
| 24 | 17/05/2017 | Toluca de Lerdo, Edo. de México * | 19.395 | -99.641 | C |
| 25 | 17/05//2017 | Toluca de Lerdo, Edo. de México | 19.354 | -99.668 | C |
| 26 | 30/05/2017 | Huejotzingo, Puebla | 19.208 | -98.406 | C |
| 27 | 07/08/2017 | Toluca de Lerdo, Edo. de México | 19.289 | -99.614 | C |

En la Tabla 6.1 se muestra la lista de los tornados documentados y la información de identificación. Es importante mencionar que el evento marcado con el I.D. 8 mostró ambos sentidos de rotación en diferentes etapas. Varias preguntas fundamentales surgen a raíz de lo anterior: ¿por qué ocurren tantos tornados a lo largo de la Faja Volcánica Transmexicana? ¿por qué los tornados parecen tener la misma probabilidad de girar ciclónica o anticiclónicamente? ¿por qué los tornados anticiclónicos aparecen principalmente en la región de la FVTM? Enseguida se discuten algunas posibles respuestas.

6.4.2 Características ambientales modeladas

La cadena montañosa de la FVTM representa una barrera significativa para la propagación frontal de las perturbaciones meteorológicas, mientras que en el resto de América del Norte no existen obstáculos similares de esta magnitud. Tal característica induce numerosos procesos de convección forzada que pueden llevar a la formación de tormentas severas. Además, la FVTM separa dos regiones con distintas características meteorológicas. En el lado norte, una zona de tierras altas y con sequía significativa está presente; misma que recibe, frecuentemente, masas de aire frío. En contraste, el lado sur es a menudo influenciado por la entrada de masas de aire húmedo del Golfo de México y el Océano Pacífico. Por lo tanto, la interacción de masas de aire con el terreno complejo de la FVTM tiende a generar condiciones favorables para la formación de tormentas y, ocasionalmente, tornados ciclónicos y anticiclónicos.

En la Figura 6.2 se muestran patrones de humedad relativa desarrollados durante algunos de los casos de tornado analizados. Para el primer evento que se muestra en la Figura 6.2 a ocurrió un tornado anticiclónico en el límite entre dos masas de aire: una húmeda del Golfo de México y una más seca que ocupa la FVTM. Normalmente, la interacción de estos dos tipos de masas de aire inicia el proceso de inestabilidad. En la Figura 6.2 b se muestra otro tornado anticiclónico, ahora donde la masa de aire húmedo proviene del Océano Pacífico e interactúa con aire más seco de la FVTM. Nuevamente el tornado se da en la región de interacción de dichas masas. En la Figura 6.2 c se muestra el caso de un tornado ciclónico que se desarrolló bajo condiciones de baja humedad relativa, pero con un marcado contraste, al igual que en los casos anteriores. Una situación distinta se muestra en la Figura 6.2 d, donde la prevalencia de altos valores de humedad relativa en todo el dominio es clara. Por lo tanto, la hipótesis de que las masas de aire interactúan por la influencia de la FVTM, a través de su terreno complejo, y conducen a la formación de tornados parece ser correcta. Masas de aire húmedo que fluyen desde el Golfo de México o el Océano Pacífico y las masas de aire seco del norte a menudo se encuentran en esta zona de transición, y su interacción parece contribuir significativamente a los procesos de inestabilidad atmosférica, formación de tormentas y ocasionalmente tornados. Tal dinámica puede representar una respuesta a la pregunta del por qué la actividad tornádica es mayor a lo largo de la Faja Volcánica Transmexicana.

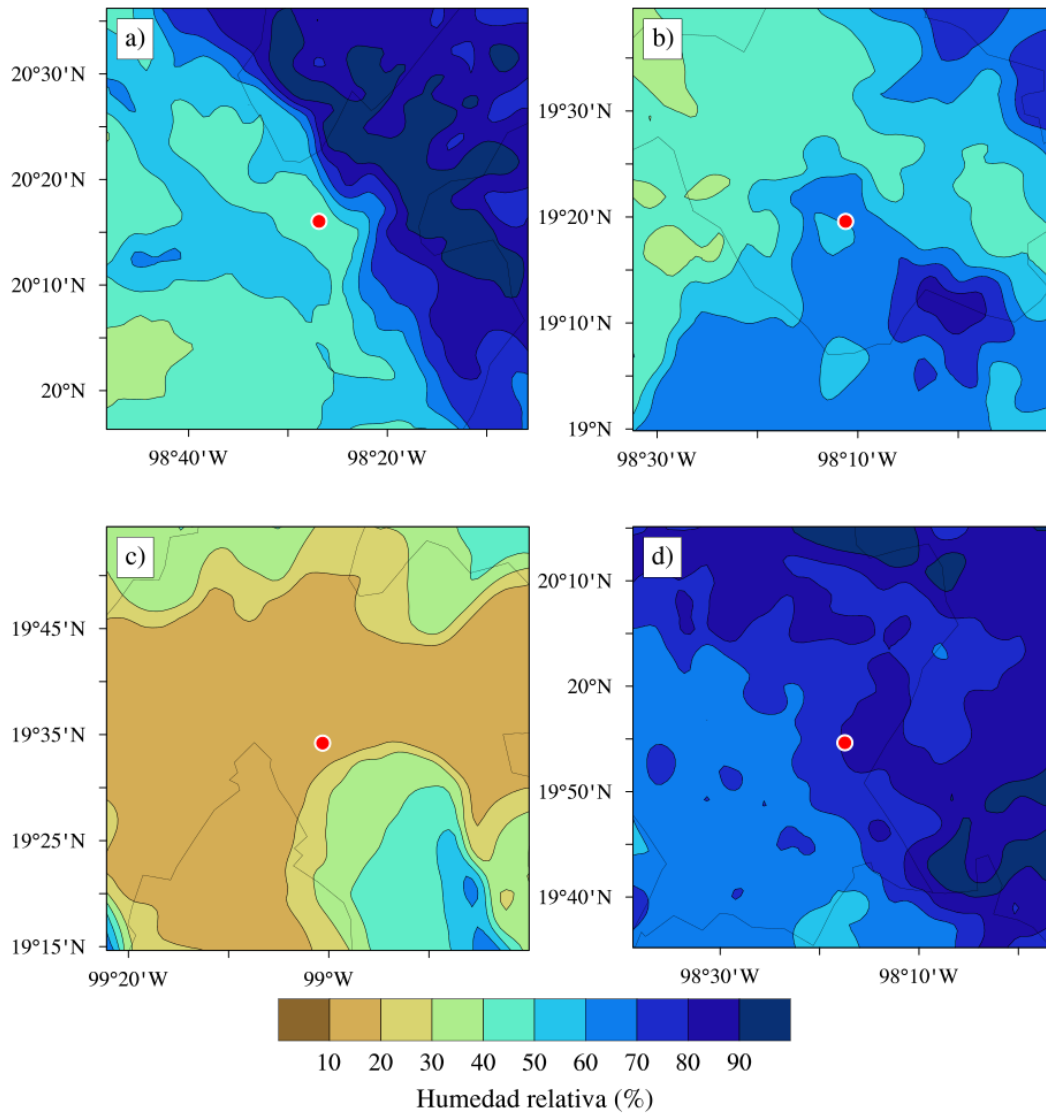


Figura 6.2 Humedad relativa (%) en superficie para tornados anticiclónicos (a, b) (I.D. 6 y 9 respectivamente) y ciclónicos (c, d) (I.D. 15 y 20 respectivamente). El punto rojo indica la posición del tornado.

La convección húmeda se puede inducir a través de procesos de convergencia o forzada por la presencia de montañas. En la Figura 6.3 se muestra la posición de tornados ciclónicos (puntos en rojo) y anticiclónicos (puntos en azul) en la zona de estudio. Una inspección general revela que los tornados anticiclónicos tienden a ocurrir en las cercanías de formaciones montañosas aleatorias, mientras que los tornados ciclónicos son dominantes en zonas de valles. Dicha evaluación cualitativa confirma aún más que la orografía compleja de la FVTM juega un papel importante en la determinación del sentido de rotación de los

tornados. Si bien las condiciones dinámicas locales (p. ej. circulaciones valle – montaña, convergencia, y divergencia) parecen prevalecer en el proceso de formación de tornados, las circulaciones meteorológicas de mesoescala también desempeñan un papel importante en la conducción de las masas de aire hacia la FVTM. Otro factor para considerar es que la fuerza de Coriolis en las latitudes de la zona de estudio es aproximadamente la mitad que la presente en las Grandes Llanuras de los EE. UU. Además, en la región de estudio los tornados se forman en áreas con límites montañosos laterales en contraste con las planicies abiertas de los EE. UU.

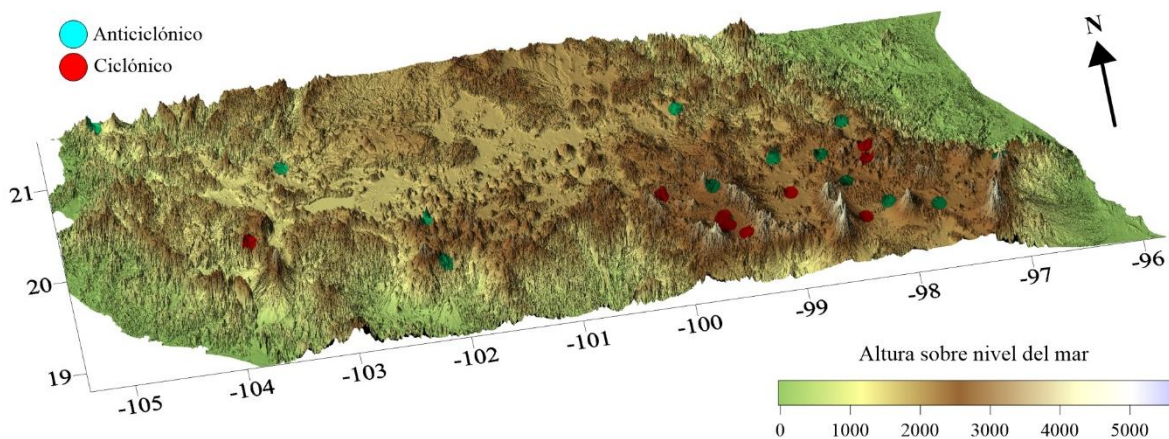


Figura 6.3 Distribución espacial de los reportes de tornados ciclónicos (puntos en rojo) y anticiclónicos (puntos en azul) sobre el terreno complejo de la FVTM.

En última instancia, los tornados son fenómenos peligrosos que pueden tener consecuencias destructivas, así como representar un peligro para la seguridad y salud de las personas que habitan en regiones donde estos ocurren. El presente estudio se basa en registros públicos oficiales y vídeos de tornados observados por los habitantes, por lo que los resultados también se pueden relacionar con la densidad de población. En la Figura 6.4 se muestra la densidad de población y la distribución de los casos documentados de tornados para la zona de la FVTM, revelando la estrecha correlación entre estos dos parámetros. Dicho patrón tiene esencialmente dos implicaciones: primero, los tornados en esta región representan un peligro potencial para los habitantes, y segundo, el número de tornados puede ser considerablemente mayor puesto que los tornados pueden, y ocurren, en regiones con baja densidad de población. A raíz de ello, se infiere que el número total de fenómenos está subestimado, no sólo en esta región, sino también en todo México.

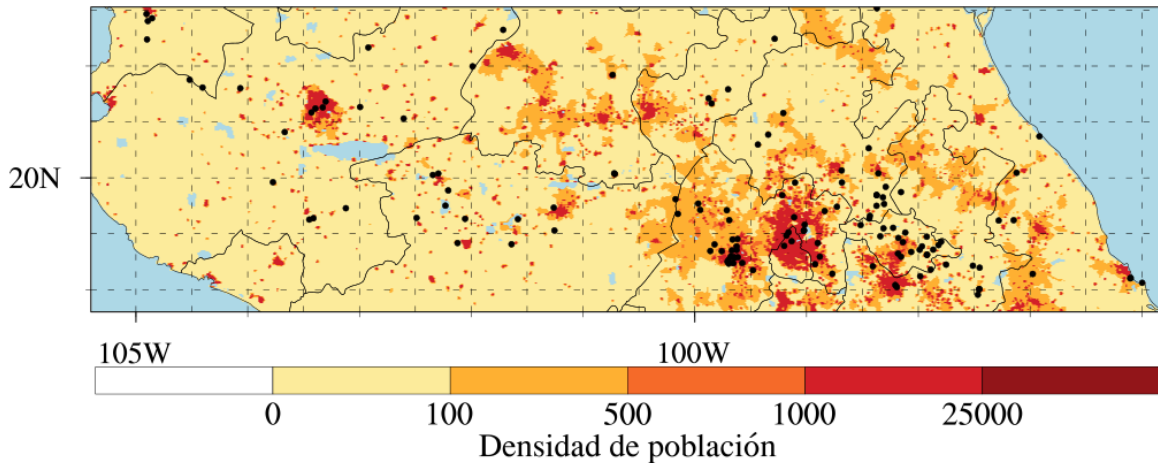


Figura 6.4 Densidad de población (habitantes por km²) (CIESIN, 2017) y posición de los tornados documentados (puntos en negro).

6.5 Discusión

Anteriormente se han explicado características meteorológicas relevantes que predominaron durante la ocurrencia y desarrollo de tornados en la FVTM. En esta sección se analizan parámetros relacionados con la rotación de estos sistemas. Los resultados obtenidos a partir del modelo WRF-ARW se muestran en el segundo dominio anidado (d03) de 1 km de resolución y contienen variables tales como la vorticidad y la helicidad relativa a la tormenta (SRH). Dichos parámetros son además comparados con los obtenidos a partir de un sistema mesociclónico en México (caso de Cd. Acuña, Coahuila el 25 de mayo de 2015) (León-Cruz, Carbajal, & Pineda-Martínez, 2017).

La helicidad se define como el producto escalar de los vectores vorticidad y velocidad, por lo que la vorticidad está incluida en el cálculo de la helicidad. Esta es una constante de movimiento y resulta muy útil en la descripción de la turbulencia. La consideración del vector velocidad con relación al movimiento de la tormenta se denomina helicidad relativa a la tormenta (SRH). Esta se interpreta como la transferencia de vorticidad del entorno a zonas con movimiento convectivo (Wu, Lilly, & Kerr, 1992). Cuando los valores de SRH y energía potencial disponible para convección (CAPE) son altos, tales elementos pueden actuar en la intensificación de los mesociclones y la probabilidad de tornadogénesis (Agee & Jones, 2009). La integración de SRH se establece de 0 – 3 km o de 0 – 1 km, siendo esta última un buen parámetro para distinguir entre superceldas y tormentas ordinarias (Rasmussen, 2003).

En la Figura 6.5 se muestran series temporales de SRH 0 – 1 km para los 11 tornados simulados, incluidos 7 anticiclónicos (línea punteada en azul) y 4 ciclónicos (línea continua en rojo), además del caso de referencia (línea punteada en negro). Aunque estos eventos ocurrieron en horarios distintos, se muestra un periodo de 10 horas de simulación para todos ellos. La franja sombreada representa una ventana de 60 minutos centrada en el momento de ocurrencia del tornado.

En este sentido, se observa un comportamiento caótico, con valores de SRH 0 – 1 km que oscilan entre $-200 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ y $200 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$. En los tornados ciclónicos los valores positivos son temporalmente dominantes; mientras que en los anticiclónicos lo son los valores negativos. Sin embargo, la característica más relevante es que los valores de SRH en ambos tipos de tornados oscilan alrededor de cero. Las resoluciones espaciales y temporales consideradas pueden no ser las más adecuadas, pero la complejidad observada en las series de tiempo indica la influencia de la orografía y sugiere una misma probabilidad de formación de tornados ciclónicos o anticiclónicos.

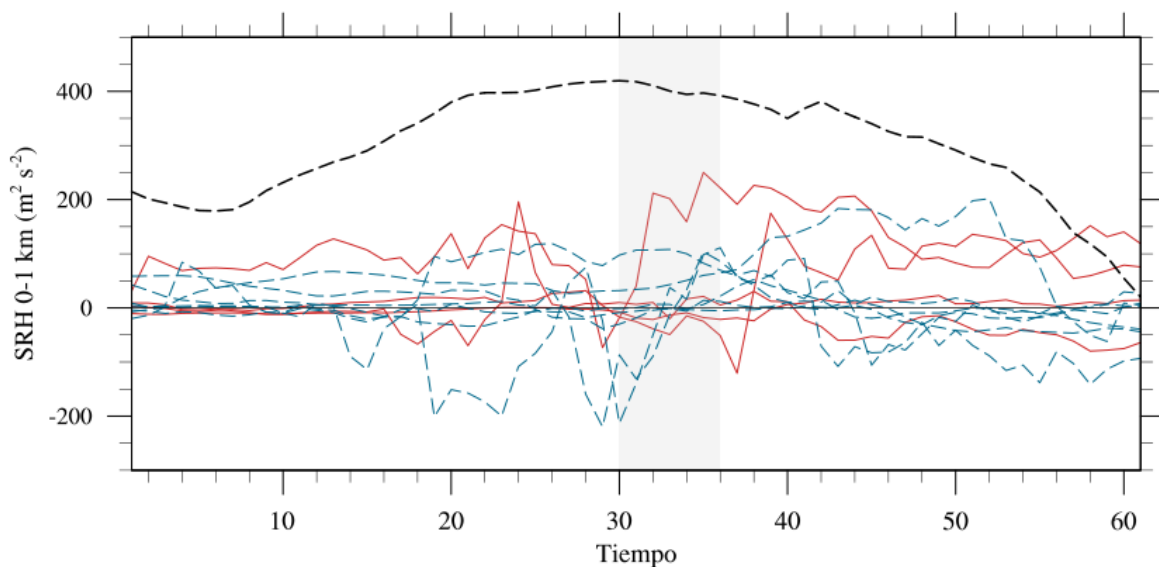


Figura 6.5 Series de tiempo de helicidad relativa a la tormenta (SRH) 0 – 1 km de los tornados simulados en la zona de estudio: casos ciclónicos (línea continua en rojo), casos anticiclónicos (línea punteada en azul) y caso de referencia (línea punteada en negro). La zona sombreada ilustra el periodo de tiempo en que los tornados fueron reportados.

El comportamiento oscilante de los valores de SRH en los eventos de la FVTM se comparan con los calculados para un evento de referencia en Cd. Acuña, el 25 de mayo de 2015. Dicho

tornado se generó de un sistema supercelda en una zona relativamente plana al norte de México (León-Cruz et al., 2017). La diferencia de las series de tiempo generadas es abrumadora. Los valores de SRH para el tornado de Cd. Acuña se mantienen siempre positivos y con una curva bien comportada. Lo anterior puede ser utilizado para caracterizar el comportamiento de este parámetro de rotación en tornados supercelda y no-supercelda. La dinámica atmosférica en un ambiente de terreno complejo incluye distintos elementos como circulaciones valle – montaña, divergencia y convergencia de flujos, convección por calentamiento de la superficie o forzada por la orografía, gradientes de presión asociados a sistemas de mesoescala, frentes fríos u otros sistemas como ondas tropicales. La interacción de todos estos factores parece inducir el patrón caótico de SRH en los tornados que ocurren a lo largo de la región central de México.

Para verificar este hallazgo, se calculó la variación horizontal de SRH a la hora cercana al evento, tanto para tornados ciclónicos (Fig. 6.6) como para tornados anticiclónicos (Fig. 6.7). En términos generales se observa que la distribución horizontal de los valores de SRH varía ampliamente en términos positivos y negativos. Por un lado, se observa que los tornados anticiclónicos (Fig. 6.6) ocurren cerca de áreas de valores de SRH negativa. Tales zonas muestran una variación entre los $-125 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ y $100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$. Dicha variación es del mismo orden que el comportamiento temporal de la misma variable (Fig. 6.5). Es importante mencionar que la fluctuación temporal en las series de tiempo de tornados anticiclónicos muestra un paso de tiempo entre 30 – 60 minutos.

Por otro lado, la variación espacial de SRH en tornados ciclónicos (Fig. 6.7) muestra dos tipos de comportamiento. Para el caso de referencia (Fig. 6.7 a) el patrón está completamente dominado por valores positivos. Los valores asociados en este caso superan los $350 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ y muestran un patrón bastante más ordenado con respecto a los casos de tornados no-supercelda. Para los otros tres casos analizados (Fig. 6.7 b – d), se muestran mayores variaciones positivas y negativas en el rango de los $-10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ y $140 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$. Tales oscilaciones coinciden de buena forma con las series de tiempo previamente analizadas. Los comentarios y la discusión presentada anteriormente contribuyen a responder las preguntas sobre la aparente idéntica probabilidad de giro y el por qué los tornados anticiclónicos parecen ocurrir principalmente sobre en la región de la FVTM.

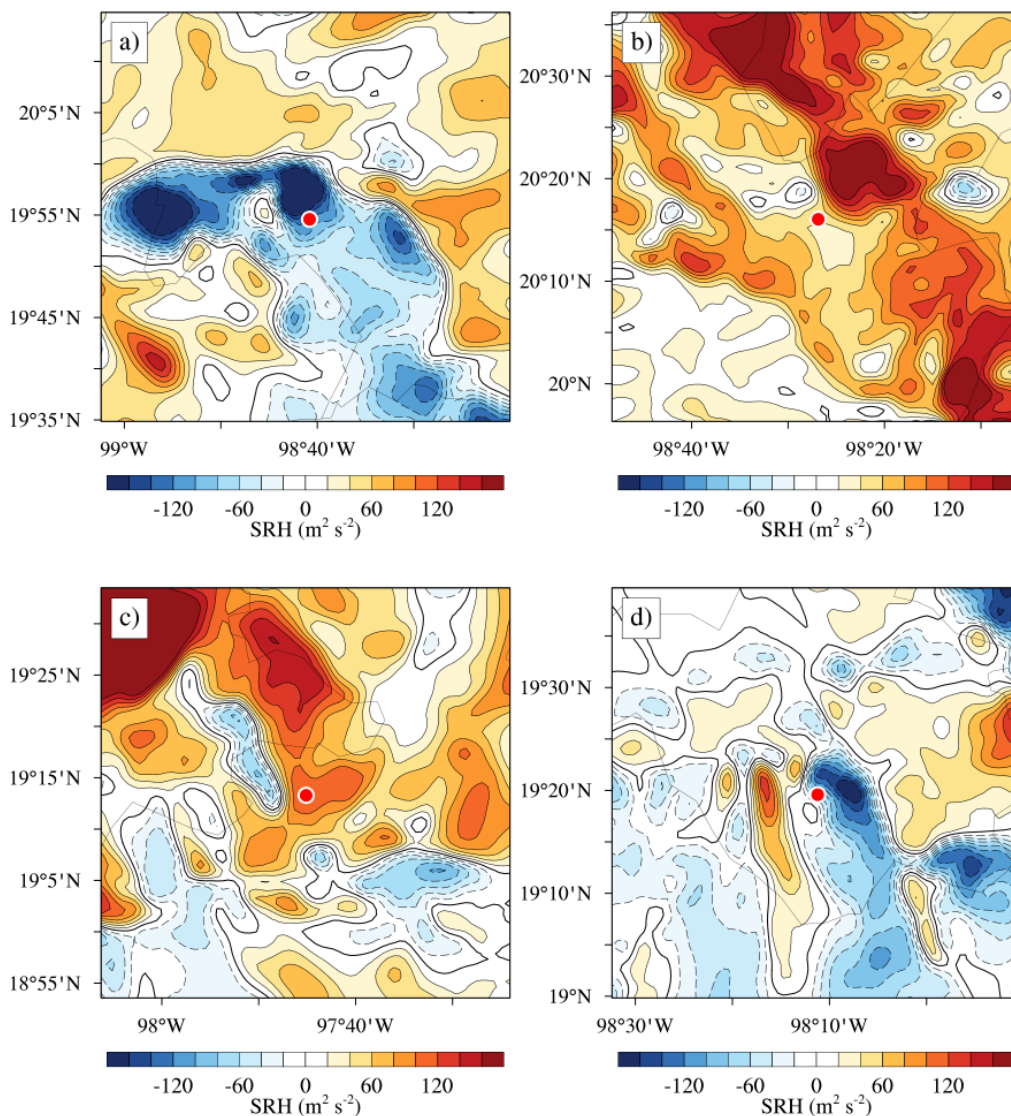


Figura 6.6 Helicidad relativa de tormenta de 0 – 1 km ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) en d03 para tornados anticiclónicos (a) I.D. 2, (b) I.D. 6, (c) I.D. 7 y (d) I.D. 9. El punto en rojo indica la posición del tornado.

6.6 Conclusiones

Los tornados en México exhiben características extraordinarias en términos del sentido de rotación, número y distribución. En la región de la FVTM, estos eventos muestran una aparente semejante probabilidad de rotación ciclónica y anticiclónica. Dicha situación sugiere que tal comportamiento es de carácter aleatorio, y que está determinada, en buena medida, por la compleja orografía; a diferencia de los remolinos de polvo, donde la aleatoriedad de la rotación está mayormente determinada por procesos turbulentos.

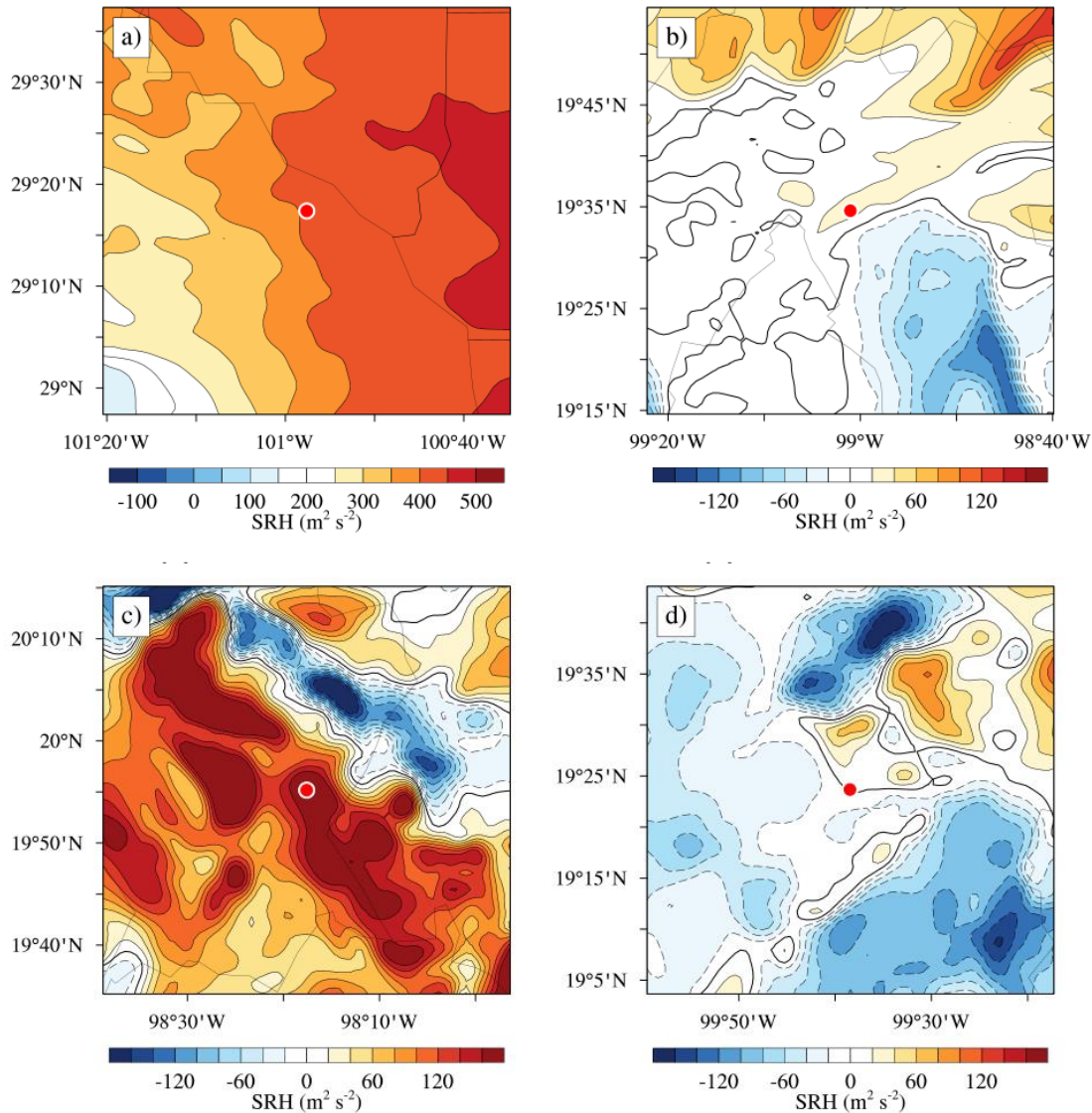


Figura 6.7 Helicidad relativa de tormenta de 0 – 1 km ($m^2 s^{-2}$) en d03 para tornados ciclónicos (a) Cd. Acuña, (b) I.D. 15, (c) I.D. 20 y (d) I.D. 24. El punto en rojo indica la posición del tornado.

La fuerza de Coriolis sobre la zona de estudio es aproximadamente la mitad de lo que se tiene en el Tornado Alley en los EE. UU., por lo que el alto porcentaje de ocurrencia de tornados anticiclónicos confirma que tal fuerza no juega un papel importante en su formación, al menos en la zona de estudio. Esto sugiere que tales tornados se forman en sistemas de corta duración donde no existe la formación de un mesociclón. Para explicar el porcentaje observado de 50% entre tornados ciclónicos y anticiclónicos, prevalece la influencia de la orografía compleja sobre las circulaciones atmosféricas de la FVTM. Adicionalmente, se

encontró que un alto porcentaje del total de la actividad tornádica en el país se da sobre la FVTM, y que el número de eventos es mucho más alto de lo que se pensaba previamente. A pesar de que las estadísticas presentadas sobre tornados son relativamente pobres, son consistentes.

Actualmente, anticipar dónde golpeará un tornado es una de las tareas más apremiantes a las que se enfrentan tanto meteorólogos operativos como investigadores. Esto a pesar del avance tecnológico y la relativa comprensión del fenómeno que ha permitido predecir, de buena manera, la formación de tormentas supercelda (Markowski, 2007). En regiones de terreno complejo, la predicción parece ser un reto aún mayor. En este sentido, el propósito principal del experimento VORTEX 2, financiado por la National Science Foundation (NSF) y la National Oceanic Atmospheric Administration (NOAA) consiste en responder cómo, cuándo y por qué se forman los tornados, así como verificar el origen de la rotación.

Finalmente, diversas regiones del mundo presentan ambientes de orografía compleja, por lo que sería interesante explorar si los tornados en estas regiones muestran una misma probabilidad de rotación ciclónica o anticiclónica, similar a lo encontrado en la FVTM. Dichos estudios también brindarían una perspectiva adicional de los factores que rigen la formación, desarrollo y origen de la rotación en los tornados.

Conclusiones generales

El estudio de las tormentas severas y los tornados en México es una línea de investigación reciente creación. Pocos son los estudios relacionados a este tema que se han generado en el contexto nacional. Sin embargo, estos son fenómenos naturales recurrentes que causan un impacto significativo en las poblaciones que los sufren. La gran heterogeneidad del territorio nacional brinda un panorama interesante y complicado de abordar. En este sentido, se desconocen muchos de los elementos clave en la generación de tiempo severo en el país. El propósito del presente estudio fue establecer, por medio del análisis de múltiples elementos, las características principales de las tormentas severas y los tornados en México. Dicha investigación es entonces, un primer intento serio de caracterizar a tales fenómenos naturales. Se realizó por primera vez una climatología amplia sobre la incidencia de tornados en México. En este sentido, se encontró que dichos fenómenos naturales son comunes y que ocurren en todo el territorio. Además, se determinó que la región de influencia de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) es donde se ha documentado alrededor del 40% del total de la actividad. A partir de ello, se propuso el Corredor de Tornados Mexicano (CTM). Los tornados en esta región del país no ocurren en llanuras amplias, sino en zonas orográficamente complejas. Otras regiones de interés identificadas son la Planicie Costera de la Península de Yucatán y las costas del Océano Pacífico, donde gran cantidad de trombas marinas han sido documentadas. En estas porciones del territorio, las interacciones océano – continente y las características del terreno, se identificaron como elementos importantes. El estudio minucioso que se ha llevado a cabo en los últimos tiempos reveló que, tomando como referencia los últimos 5 años, se promedian alrededor de 46 eventos anuales. La tendencia de aumento encontrada no debe relacionarse a cuestiones climáticas, sino, al acceso a nuevas tecnologías (p. ej. la cobertura de internet y redes 3G/4G), el uso intensivo de redes sociales y la mayor conciencia de la población hacia estos fenómenos.

Los tornados son más comunes entre mayo y agosto, mientras que las trombas marinas lo son entre julio y septiembre. En términos estacionales, se encontró que la actividad tornádica es habitual en verano, seguida por primavera, otoño, y finalmente invierno. Este desplazamiento estacional es visible, además, en términos espaciales con una transición este – oeste. La distribución horaria mostró que los tornados se han documentado principalmente entre las

15:00 y 18:00 hora local, mientras que las trombas marinas son igual de comunes desde las 06:00 hasta las 21:00 hora local. Si bien no se ha logrado realizar una clasificación acorde a la Escala Fujita o Fujita Mejorada, se identificaron patrones de daños caracterizados, principalmente, por el desprendimiento de techumbres y daños a patrimonio público.

El análisis estacional de los parámetros ambientales asociados a formación de tormentas severas y tornados en México reveló la clara asociación entre estos y el terreno complejo. Los índices de inestabilidad se alinean con la Sierra Madre Oriental y Occidental, la Sierra de Chiapas y la FVTM. Además, se pudo observar la misma transición estacional este – oeste. El análisis también permitió la localización de zonas propensas a la formación de sistemas superceldas, basado en la combinación de altos valores de energía potencial disponible para convección y cizalladura de la capa profunda. Es importante mencionar que, para la porción central del país, dichos parámetros no parecen ser relevantes, por lo que se infiere que la actividad en esta zona está dominada por tornadogénesis no-supercelda y elementos locales de circulación e inestabilidad.

A partir del análisis espaciotemporal de los reportes de tornados, y el estudio estacional de las condiciones ambientales, se propuso analizar a mayor profundidad el área de influencia de la FVTM. Para ello, se realizó un análisis estacional para los días con tornado en el territorio mexicano, y se determinaron, por medio de datos de reanálisis NCEP-NCAR, las circulaciones sinópticas asociadas a estos fenómenos. En este sentido, se estableció que el desplazamiento e intensificación de un anticiclón en niveles medios (500-hPa) es uno de los principales elementos a considerar para la formación de inestabilidad, tormentas y ocasionalmente tornados.

En primavera, las condiciones para la formación de actividad tornádica están dadas a partir de un anticiclón débil en niveles medios, dicha circulación se va debilitando hasta el nivel de 700-hPa y ayuda a la generación de regiones de divergencia. En niveles cercanos a la superficie, una zona de baja presión y alto contenido de humedad funciona como intensificador de la convergencia en superficie. En este caso, el anticiclón de niveles medios funciona como una trampa o obturador de la humedad, creando estructuras relativamente pequeñas, pero con el suficiente contraste para la generación condiciones inestables y la posibilidad de desarrollo tornados.

En verano, se encontró que la advección de humedad desde el Golfo de México, combinado con la divergencia en niveles medios dada por la porción sur del anticiclón que se mueve hacia la región de Chihuahua, son los principales elementos para considerar. Además de ello, fuerte divergencia al nivel de 250-hPa y convergencia aumentada por la orografía en superficie, completan la estructura de convección húmeda y profunda. En este caso, los vientos del este representados por ciclones y ondas tropicales son determinantes como fuentes de humedad e inestabilidad en la región continental de México.

En otoño, se obtuvo un patrón similar al verano. La diferencia principal está dada por el fortalecimiento del anticiclón de niveles medios y su posicionamiento sobre la región de estudio. No obstante, este no llega a profundizar. La penetración de la cresta oeste del anticiclón de las Azores sobre la región continental del país facilita la advección de humedad desde el Golfo de México. Si bien no se detectaron fuertes regiones de convergencia en superficie, el ambiente cercano a la saturación en toda la columna vertical se infiere como el principal generador de las condiciones inestables que preceden la formación de tornados.

Tomando en consideración que los tornados son la manifestación más extrema del tiempo severo, se efectuó una climatología de los eventos convectivos profundos a lo largo de la FVTM. Para ello se utilizaron los conjuntos de datos de productos de nube del sensor MODIS, y los datos de precipitación en malla de CHIRPS. A partir de ello, se estableció la relación entre la fracción de nube y la orografía compleja a través de ascenso de flujos forzados por el terreno (principalmente en la zona centro) y la brisa marina (en las porciones cercanas al Golfo de México y el Océano Pacífico).

Al igual que en el caso de la distribución mensual de los reportes de tornados, la convección profunda en México es frecuente entre junio – septiembre. Las regiones de mayor actividad se extienden a lo largo de toda la porción central del país, alineadas con las principales elevaciones topográficas. Asimismo, se infiere el importante rol jugado por los flujos húmedos del Golfo de México y el Océano Pacífico a través de los patrones de circulación propios de la región. La determinación de eventos de precipitación extrema (p. ej. derivados de los percentiles 90th, 95th y 99th) con los datos CHIRPS, mostró también una clara relación con los eventos de convección profunda.

El análisis por subregiones indicó una transición de este – oeste, identificada previamente con otros conjuntos de datos (p. ej. ERA-Interim). También se identificaron regiones secas y

húmedas al norte y sur la FVTM. Asimismo, se localizó un mínimo en las variables estudiadas sobre el mes de agosto. Este hallazgo es consistente en todos los años, y se puede relacionar a una época de sequía constante afín a la canícula. Finalmente, la variabilidad interanual de los procesos de convección profunda se relacionó con años secos y húmedos. Para explicar dichas variaciones se propone la injerencia de El Niño – Oscilación del Sur (ENSO). En este sentido, se pueden observar correlaciones con las fases positivas y negativas de dicho índice. Mientras que, en las épocas de transición, los procesos de convección estarían mayormente modulados por procesos locales.

Mediante el uso y aplicación del modelo WRF-ARW se estimó, por primera vez, las condiciones meteorológicas en tres casos de tornados: uno considerado extremo, al norte del país; y dos más considerados típicos, en la porción occidental de la FVTM. Además de ello, se realizó un análisis de los sistemas de tormenta involucrados en su formación por medio de datos de radar e imágenes satelitales. El modelo WRF-ARW mostró ser una buena herramienta en el análisis de dichos casos, reproduciendo, aceptablemente, las condiciones meteorológicas presentes antes, durante y después de los tornados analizados. Lo anterior se validó a través de las observaciones de las estaciones meteorológicas automáticas más cercanas al punto de referencia del tornado. Los resultados sirven para contrastar los dos tipos de tornadogénesis identificados para el país, la supercelda y la no-supercelda.

Para el estudio del caso extremo, se eligió un tornado EF3 el 25 de mayo de 2015 en Cd. Acuña, Coahuila. Los índices de inestabilidad como CAPE, SRH y SHEAR muestran valores típicos para la formación de sistemas supercelda. En este caso, se identificó la interacción de un límite de convergencia (representado por un frente frío) con un flujo de humedad desde el Golfo de México, como el proceso de iniciación e intensificación de la tormenta. Dicho límite provocó la generación de celdas convectivas profundas sobre la porción plana del noreste del país, que en conjunto con la fuerte cizalladura vertical y altos valores de CAPE, provocaron la generación de un mesociclón, del cuál se desprendió el tornado de Cd. Acuña. Dicho sistema de tormenta fue captado por el radar Doppler del sur de Texas, y mostró una estructura típica de supercelda. De igual manera, se identificó que existe un patrón relacionado a la actividad tornádica que se mueve desde el norte de México y hacia el sur de los Estados Unidos. Dicho patrón está condicionado por la actividad frontal tardía y la intensificación de flujos de humedad desde el Golfo de México. En este caso, se propone que

la actividad inicia hacia el norte de México a finales de primavera, y se mueve hacia el norte, hacia el estado de Texas en los EE. UU., lo que marcaría el inicio de la temporada activa de tornados en este país.

Por otro lado, el análisis de los dos casos típicos mostró que la combinación de diversos factores condicionados, tanto por las propiedades del terreno como por los flujos húmedos de los océanos, son determinantes para la formación de tornados no-supercelda. La orografía en este caso funciona como iniciador y/o intensificador de las condiciones inestables. Por su parte, los flujos de humedad están condicionados tanto por sistemas como ondas tropicales. Estos se infiltran a través de la intrincada orografía del país e interaccionan con otros flujos más secos de las zonas montañosas. Las circulaciones locales en este caso soportan la generación de vorticidad en superficie que derivada en condiciones inestables locales.

En los dos casos analizados, la vorticidad se generó a niveles bajos y a partir de la cizalladura horizontal provocada por el terreno complejo. La intensificación de dichos vórtices se dio en la etapa temprana de la tormenta, cuando los flujos que alimentaban al sistema eran más intensos. Esto se pudo corroborar a través de las imágenes satelitales del GOES-13. La estructura de sistemas convergencia en superficie, humedad en niveles medios y divergencia en altura, es mayormente soportada por las condiciones del terreno y los resultados obtenidos se pueden tomar como representativos para el resto país.

Finalmente, un estudio metódico de evidencia videográfica sobre tornados a lo largo de la FVTM reveló características extraordinarias en términos del sentido de rotación. Sobre esto, se sabe que el 99% (o incluso más) de los tornados en el hemisferio norte gira ciclónicamente. Paradójicamente, en la región de estudio se encontró que alrededor del 50% de éstos giran en sentido horario (rotación anticiclónica). Con esta primicia, se realizó el estudio de diferentes parámetros de rotación asociados a la generación de tornados ciclónicos y anticiclónicos en la FVTM.

Su distribución sugiere que tal comportamiento de aleatoriedad está determinado, en buena medida, por la compleja orografía. La fuerza de Coriolis en las latitudes de la FVTM es aproximadamente la mitad que en las Grandes Llanuras de los EE. UU., por lo que se estima que esta no juega un papel importante en su formación. Las circulaciones locales, mayormente moduladas por las propiedades del terreno, serían los principales detonadores del sentido de rotación de estos vórtices. Lo anterior se complementa las salidas de SRH,

donde los resultados muestran como este parámetro se mantiene oscilando alrededor de cero, lo que sería indicador de igual probabilidad de sentido de rotación. Si se compara, por ejemplo, con el caso de Cd. Acuña (tornado supercelda sobre una superficie plana), se obtienen diferencias bastante claras en intensidad y comportamiento temporal de dicha variable. Las estadísticas, aunque pobres, son consistentes. Por lo que se sugiere analizar la distribución de tornados ciclónicos y anticiclónicos en otras regiones del mundo con orografía compleja.

Trabajo a futuro y comentarios finales

Si bien el presente trabajo de investigación ha planteado algunos de los elementos base sobre tornados y tormentas severas en México, muchas otras preguntas han surgido en el proceso de investigación. La primera de ellas tiene que ver con los elementos involucrados en la formación de tornados en otras regiones del país, por ejemplo; la porción sureste, las planicies costeras del Pacífico Norte y la Península de Yucatán, y los Altos de Chiapas.

Por otro lado, se encuentra el análisis de las trombas marinas y los vórtices derivados de sistemas convectivos cuasilineales. Ambos tipos de tornadogénesis se han documentado en el territorio mexicano, sin embargo, se desconocen los elementos involucrados en su formación. Existen algunos modelos conceptuales de formación en la literatura, no obstante, y como se demostró en el presente trabajo, los factores locales, así como de circulación sinóptica y de mesoescala en México son particulares. Por lo que un estudio a profundidad en este sentido es necesario.

La actualización de los datos documentales sobre tornados en México es otro de los puntos más importantes para considerar. Dicho material puede ser utilizado para el análisis de estudios de caso que ayuden a mejorar la comprensión de los tornados en el país. Además, son útiles para el establecimiento de escenarios de riesgo y cartas pronóstico de actividad convectiva severa. En este sentido, se propone la creación de una base de datos oficial de actividad de tiempo severo en México, misma que pudiera ser alimentada de reportes locales y validada a partir de las instancias oficiales del país.

Por otro lado, se encuentra el análisis de la convección profunda. Si bien se explicó su distribución espaciotemporal durante diez años, es necesario un estudio a nivel nacional sobre dicha actividad. Además de la identificación de los de principales procesos involucrados en

su formación por medio de otro tipo de parámetros y/o conjuntos de datos. La identificación de los extremos (sean máximos o mínimos), su origen, la conexión entre éstos y otro tipo de manifestaciones ambientales, etc., son algunos de los factores a considerar para investigaciones futuras.

La comprensión de la formación de tornados en México está lejos de ser totalmente explicada. Incluso, a nivel mundial, muchos de los procesos dentro de la tornadogénesis son preguntas abiertas para la comunidad científica. Entre las razones se encuentran las restricciones tecnológicas de la época y el reducido entendimiento de los procesos físicos que determinan la formación, o no, de un tornado. El objetivo de investigaciones como la que aquí se presenta es aumentar el conocimiento en el tema a nivel local y proponer respuestas a preguntas como el cuándo, dónde y por qué se forman los tornados.

Referencias

- Agee, E. M. (2014). A Revised Tornado Definition and Changes in Tornado Taxonomy. *Weather and Forecasting*, 29(5), 1256–1258.
- Agee, E. M., & Jones, E. (2009). Proposed Conceptual Taxonomy for Proper Identification and Classification of Tornado Events. *Weather and Forecasting*, 24(2), 609–617.
- Agencia Estatal de Meteorología (2015). Climatología de tornados en España Peninsular y Baleares. Recuperado de http://www.aemet.es/es/conocerlas/recursos_en_linea/publicaciones_y_estudios/publicaciones/detalles/climatologiadetornados
- American Meteorological Society (2019). Tornado. Recuperado de <http://glossary.ametsoc.org/wiki/Tornado>
- Anderson-Frey, A. K., Richardson, Y. P., Dean, A. R., Thompson, R. L., & Smith, B. T. (2016). Investigation of Near-Storm Environments for Tornado Events and Warnings. *Weather and Forecasting*, 31(6), 1771–1790.
- Atkins, N. T., & St. Laurent, M. (2009). Bow Echo Mesovortices. Part I: Processes That Influence Their Damaging Potential, *Monthly Weather Review*, 137, 1497–1513.
- Barrett, B. S., Farfán, L. M., Raga, G. B., & Hernández, D. H. (2017). The unusual early morning Tornado in Ciudad Acuña, Coahuila, Mexico, on 25 May 2015. *Monthly Weather Review*, 145(6), 2049–2069.
- Berrisford, P., Dee, D., Poli, P., Brugge, R., Fielding, K., Fuentes, M., ... Simmons, A. (2011). The ERA-Interim archive, version 2.0.
- Bhan, S. C., Paul, S., Chakravarthy, K., Saxena, R., Ray, K., & Gopal, N. K. (2016). Climatology of Tornadoes over northwest India and Pakistan; and Meteorological Analysis of recent Tornadoes over the Region. *Journal of Indian Geophysical Union*, 75–88.
- Bikos, D., Finch, J., & Case, J. L. (2016). The environment associated with significant tornadoes in Bangladesh. *Atmospheric Research*, 167, 183–195.

- Bluestein, H. B. (1985). The formation of a “land-spout” in a “broken-line” squall line in Oklahoma. En *14th Conf. on Severe Local Storms* (pp. 267–270). American Meteorological Society.
- Bluestein, H. B. (2000). A Tornadic supercell over elevated, complex terrain: The Divide, Colorado, storm of 12 July 1996. *Monthly Weather Review*, *128*(3), 795–809.
- Bluestein, H. B. (2013). *Severe Convective Storms and Tornadoes: Observations and Dynamics*.
- Bolton, N., Elsom, D. M., & Meaden, G. T. (2003). Forecasting tornadoes in the United Kingdom. *Atmospheric Research*, *67–68*, 53–72.
- Bony, S., Stevens, B., Frierson, D. M. W., Jakob, C., Kageyama, M., Pincus, R., ... Webb, M. J. (2015). Clouds, circulation and climate sensitivity. *Nature Geoscience*, *8*(4), 261–268.
- Bosart, L. F., Siemon, A., LaPenta, K. D., & Dickinson, M. J. (2006). Supercell Tornadogenesis over Complex Terrain: The Great Barrington, Massachusetts, Tornado on 29 May 1995. *Weather and Forecasting*, *21*, 897–922.
- Brady, R. H., & Szoke, E. J. (1988). The landspout –A common type of Northeast Colorado tornado. En *Preprints, 15th Conf. Severe Local Storms* (pp. 312–315). American Meteorological Society.
- Brady, R. H., & Szoke, E. J. (1989). A case Study of Nonmesocyclone Tornado Development in Northeast Colorado: Similarities to Waterspout Formation. *Monthly Weather Review*, *117*, 843–856.
- Brooks, H. E., & Doswell, C. A. (2000). Some aspects of the international climatology of tornadoes by damage classification. *Atmospheric Research*, *56*(1–4), 191–201.
- Brooks, H. E., Carbin, G. W., & Marsh, P. T. (2014). Increased variability of tornado occurrence in the United States. *Science*, *346*(6207), 349–352.
- Brooks, H. E., Doswell III, C. A., & Kay, M. P. (2003). Climatological estimates of local daily tornado probability for the United States. *Weather and Forecasting*, *18*(4), 626–640.
- Brooks, H. E., Lee, J. W., & Craven, J. P. (2003). The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data. *Atmospheric Research*, *67–68*, 73–94.

- Bunkers, M. J., & Stoppkotte, J. W. (2007). Documentation of a rare tornadic left-moving supercell. *E-Journal of Severe Storms Meteorology*, 2(2).
- Bureau of Meteorology (2019). Severe Storms Archive - Tornado. Recuperado de <http://www.bom.gov.au/australia/stormarchive/storm.php?stormType=tornado>
- Burgess, D. W., & Donaldson, R. J. (1979). Contrasting tornadic storm types. En *11th Conf. on Severe Local Storms* (pp. 189–192). Kansas City, KS: American Meteorological Society.
- Carbajal, N., León-Cruz, J. F., Pineda-Martínez, L. F., Tuxpan-Vargas, J., & Gaviño-Rodríguez, J. H. (2019). Occurrence of Anticyclonic Tornadoes in a Topographically Complex Region of Mexico. *Advances in Meteorology*, 2019.
- Carbajal-Henken, C. K., Lindstrot, R., Preusker, R., & Fischer, J. (2014). FAME-C: Cloud property retrieval using synergistic AATSR and MERIS observations. *Atmospheric Measurement Techniques*, 7(11), 3873–3890.
- Carbajal-Henken, C., Diedrich, R., Preusker, R., & Fischer, J. (2015). MERIS full-resolution total column water vapor: Observing horizontal convective rolls. *Geophysical Research Letters*, 10074–10081.
- Carbajal-Henken, C., Schmeits, M. J., Deneke, H., & Roebeling, R. A. (2011). Using MSG-SEVIRI cloud physical properties and weather radar observations for the detection of Cb/TCu clouds. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50(7), 1587–1600.
- Carbone, R. E. (1983). A Severe Frontal Rainband. Part II: Tornado Parent Vortex Circulation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 40(11), 2639-2654.
- Cecil, D. J. (2006). LIS/OTD 0.5 Degree High Resolution Monthly Climatology (HRMC). <http://dx.doi.org/10.5067/LIS/LIS-OTD/DATA303>: NASA Global Hydrology Resource Center DAAC.
- Cecil, D. J., Buechler, D. E., & Blakeslee, R. J. (2014). Gridded lightning climatology from TRMM-LIS and OTD: Dataset description. *Atmospheric Research*, 135–136, 404–414.
- Center for International Earth Science Information Network (2017). Gridded Population of the World, Version 4 (GPWv4): Population Density, Revision 10. Palisades, NY, USA: NASA Socioeconomic Data and Applications Center (SEDAC).

- Centro Nacional de Prevención de Desastres (2017). Impacto socioeconómico de desastres de 2000 a 2015. Recuperado de <https://datos.gob.mx/busca/dataset/impacto-socioeconomico-de-desastres-de-2000-a-2015>
- Comisión Nacional del Agua (2015). Reporte del Clima en México: Reporte Anual 2015, 30. Recuperado de <http://smn1.conagua.gob.mx/climatologia/analisis/reporte/Anual2015.pdf>
- Cooley, J. R. (1978). Cold Air Funnel Clouds. *Monthly Weather Review*, 106, 1368–1372.
- Costa, S., Mezzasalma, P., Levizzani, V., Alberoni, P. P., & Nanni, S. (2000). Deep convection over Northern Italy: Synoptic and thermodynamic analysis. *Atmospheric Research*, 56(1–4), 73–88.
- Davies, J. M. (2002). Significant Tornadoes in Environments with Relatively Weak Shear. En *Preprints, 21st Conf. on Severe Local Storms*, 16–19.
- Davies-Jones, R. (2015). A review of supercell and tornado dynamics. *Atmospheric Research*, 158–159, 274–291.
- Davies-Jones, R. P., Burgess, D., & Foster, M. (1990). Test of helicity as a tornado forecast parameter. En *Preprints, 16th Conf. on Severe Local Storms*, Alberta, Canada, Amer. Meteor. Soc (pp. 588–592).
- Davies-Jones, R. P., Traap, R. J., & Bluestein, H. B. (2001). Tornadoes and Tornadic Storm. En C. A. Doswell (Ed.), *Severe Convective Storm* (pp. 167–221). Boston, MA: *American Meteorological Society*.
- De Coning, E., & Adam, B. F. (2000). The tornadic thunderstorm events during the 1998–1999 South African summer. *WATER SA-PRETORIA*, 26(3), 361–376.
- Dessens, J., & Snow, J. T. (2002). Tornadoes in France. *Weather and Forecasting*.
- Devasthale, A., & Fueglistaler, S. (2010). A climatological perspective of deep convection penetrating the TTL during the Indian summer monsoon from the AVHRR and MODIS instruments. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10(10), 4573–4582.
- Diamond, H. J. (2017). GDI dataset. Recuperado de https://www.researchgate.net/post/How_to_get_the_stability_indices_or_thunderstorm_indices_through_GCM_RCM_in_South_East_Asia_Region

- Doswell, C. A. (1980). Synoptic-scale environments associated with high plains severe thunderstorms. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1388–1400.
- Doswell, C. A., & Burgess, D. W. (1993). Tornadoes and tornadic storms: a review of conceptual models. En *The Tornado: Its Structure; Dynamics; Prediction, and Hazards* (pp. 161–172). American Geophysical Union.
- Doswell, C. A., Brooks, H. E., & Dotzek, N. (2009). On the implementation of the enhanced Fujita scale in the USA. *Atmospheric Research*, 93(1–3), 554–563.
- Doswell, C. A., Brooks, H. E., & Maddox, R. A. (1996). Flash Flood Forecasting: An Ingredients-Based Methodology. *Weather and Forecasting*, 11(4), 560–581.
- Dotzek, N. (2001). Tornadoes in Germany. *Atmospheric Research*, 56(1–4), 233–251.
- Dudhia, J. (1989). Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *Journal of the atmospheric sciences*, 46(20), 3077–3107.
- Edwards, R. (2006). Supercells of the Serranias del Burro (Mexico). Recuperado de <https://ams.confex.com/ams/pdfpapers/114980.pdf>
- Englehart, P. J., & Douglas, A. V. (2001). The role of Eastern North Pacific tropical storms in the rainfall climatology of Western Mexico. *International Journal of Climatology*, 21(11), 1357–1370.
- Environment and Climate Change Canada (2018). Canadian National Tornado Database: Verified Events (1980-2009) - Public. Recuperado de <http://donnees.ec.gc.ca/data/weather/products/canadian-national-tornado-database-verified-events-1980-2009-public/>
- Etkin, D., Brun, S. E., Shabbar, A., & Joe, P. (2001). Tornado climatology of Canada revisited: tornado activity during different phases of ENSO. *International Journal of Climatology*, 21(8), 915–938.
- European Severe Storms Laboratory (2018). European Severe Weather Database. Recuperado de <http://www.eswd.eu/>
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., & Carrasco-Núñez, G. (1999). Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, 27(4), 303–306.

- Fu, Q., Yang, P., & Sun, W. B. (1996). An Accurate Parameterization of the of the Infrared Radiative Properties of Cirrus Clouds for Climate Models. *Journal of Climate*, 11, 2223–2237.
- Fujita, T. (1971). Proposed characterization of tornadoes and hurricanes by area an intensity. *Satellite and Mesometeorology Research Project*, 1–42.
- Fujita, T. (1981). Tornadoes and Downbursts in the Context of Generalized Planetary Scales. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 38(8), 1511-1534.
- Fujita, T. T. (1977). Anticyclonic tornadoes. *Weatherwise*, 30(2), 51–64.
- Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., Pedreros, D., Verdin, J., Shukla, S., ... Michaelsen, J. (2015). The climate hazards infrared precipitation with stations - A new environmental record for monitoring extremes. *Scientific Data*, 2, 1–21.
- Gaffin, D. M., & Parker, S. S. (2006). A Climatology of Synoptic Conditions Associated with Significant Tornadoes across the Southern Appalachian Region. *Weather and Forecasting*, 21(5), 735–751.
- Galvez, J. M., & Davison, M. (2015). The Gálvez-Davison Index for Tropical Convection, 1–23. Recuperado de http://www.wpc.ncep.noaa.gov/international/gdi/GDI_Manuscript_V20150910.pdf
- García, A. A. (2009). Evidencias y reconocimiento de los tornados en México: el caso del tornado en Quintana Roo. En *III Congreso Internacional de Meteorología de la OMMAC, 2009*. Quintana Roo, México.
- Gayà, M. (2011). Tornadoes and severe storms in Spain. *Atmospheric research*, 100(4).
- Gayà, M., Homar, V., Romero, R., & Ramis, C. (2000). Tornadoes and waterspouts in the Balearic Islands: Phenomena and environment characterization. *Atmospheric Research*, 56(1–4), 253–267.
- Glickman, T. S., & Zenk, W. (2000). *Glossary of meteorology*. American Meteorological Society.
- Golden, J. H., & Adams, C. R. (2000). The Tornado Problem. *Natural Hazards Review*, 1(2), 107–118.
- Goliger, A. M., & Milford, R. V. (1998). A review of worldwide occurrence of tornadoes. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 74–76, 111–121.

- Grazulis, T. P. (2001). *The tornado: nature's ultimate windstorm*. University of Oklahoma Press.
- Guyer, J. L., Imy, D. A., Kis, A., & Venable, K. (2006). Cool Season Significant (F2-F5) Tornadoes in the Gulf Coast States, (September), 12–17. Recuperado de <https://test.spc.woc.noaa.gov/publications/guyer/gulff2f5.pdf>
- Homar, V., Gayà, M., & Ramis, C. (2000). A synoptic and mesoscale diagnosis of a tornado outbreak in the Balearic Islands. *Atmospheric Research*, 56(1–4), 31–55.
- Homar, V., Gayà, M., Romero, R., Ramis, C., & Alonso, S. (2003). Tornadoes over complex terrain: An analysis of the 28th August 1999 tornadic event in eastern Spain. *Atmospheric Research*, 67–68, 301–317.
- Hong, S.Y., Dudhia, J., & Chen, S.H. (2004). A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. *Monthly Weather Review*, 132(1), 103–120.
- Hong, S.Y., Noh, Y., & Dudhia, J. (2006). A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Monthly weather review*, 134(9), 2318–2341.
- Hua, Z., & Chavas, D. R. (2019). The empirical dependence of tornadogenesis on elevation roughness: historical record analysis using Bayes' Law in Arkansas. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*.
- Iturbide-Sanchez, F., Da Silva, S. R. S., Liu, Q., Pryor, K. L., Pettey, M. E., & Nalli, N. R. (2018). Toward the operational weather forecasting application of atmospheric stability products derived from NUCAPS CrIS/ATMS Soundings. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 56(8), 4522–4545.
- Johnson, R. H., & Mapes, B. E. (2001). Mesoscale Processes and Severe Convective Weather. En C. A. Doswell (Ed.), *Severe Convective Storms* (pp. 71–122).
- Kahraman, A., Kadioglu, M., Markowski, P. M., Kahraman, A., Kadioglu, M., & Markowski, P. M. (2017). Severe Convective Storm Environments in Turkey. *Monthly Weather Review*, 145(12), 4711–4725.
- Kain, J. S. (2004). The Kain–Fritsch convective parameterization: an update. *Journal of Applied Meteorology*, 43(1), 170–181.
- Kain, J. S., Weiss, S. J., Levit, J. J., Baldwin, M. E., & Bright, D. R. (2006). Examination of convection-allowing configurations of the WRF model for the prediction of severe

- convective weather: The SPC/NSSL Spring Program 2004. *Weather and Forecasting*, 21(2), 167–181.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., ... Woollen, J. (1996). The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American meteorological Society*, 77(3), 437–472.
 - Katona, B., Markowski, P., Alexander, C., & Benjamin, S. (2016). The Influence of Topography on Convective Storm Environments in the Eastern United States as Deduced from the HRRR. *Weather and Forecasting*, 31(5), 1481–1490.
 - Katsanos, D., Retalis, A., & Michaelides, S. (2016). Validation of a high-resolution precipitation database (CHIRPS) over Cyprus for a 30-year period. *Atmospheric Research*, 169, 459–464.
 - Kelmenson, S. M. (2006). Tornadoes. En R. E. Antosia & J. D. Cahill (Eds.), *Handbook of Bioterrorism and Disaster Medicine* (pp. 61–63). Boston, MA: Springer.
 - King, M. D., Platnick, S., Menzel, W. P., Ackerman, S. A., & Hubanks, P. A. (2013). Spatial and temporal distribution of clouds observed by MODIS onboard the terra and aqua satellites. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 51(7), 3826–3852.
 - Kounkou, R., Mills, G., & Timbal, B. (2009). A reanalysis climatology of cool-season tornado environments over southern Australia. *International Journal of Climatology*, 29(14), 2079–2090.
 - Lee, B. D., & Wilhelmson, R. B. (1997a). The Numerical Simulation of Non-Supercell Tornadogenesis. Part I: Initiation and Evolution of Pretornadic Mesocyclone Circulations along a Dry Outflow Boundary. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 54(19), 32–60.
 - Lee, B. D., & Wilhelmson, R. B. (1997b). The Numerical Simulation of Non-supercell Tornadogenesis. Part II: Evolution of a Family of Tornadoes along a Weak Outflow Boundary. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 54(19), 2387–2415.
 - Lee, B. D., & Wilhelmson, R. B. (2000). The Numerical Simulation of Non-supercell Tornadogenesis. Part III: Parameter Tests Investigating the Role of CAPE, Vortex Sheet Strength, and Boundary Layer Vertical Shear. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 57(14), 2246–2261.

- León-Cruz, J. F. (2013). Percepción del riesgo y expresiones de vulnerabilidad ante tornados: el caso de Huescalapa, Municipio de Zapotiltic, Jalisco. Universidad de Colima, Colima, COL.
- León-Cruz, J. F. (2015). Análisis de las condiciones meteorológicas de mesoescala en la incidencia de tornados en México. Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., San Luis Potosí, SLP.
- León-Cruz, J. F., Carbajal, N., & Pineda-Martínez, L. F. (2017). Meteorological analysis of the tornado in Ciudad Acuña, Coahuila State, Mexico, on May 25, 2015. *Natural Hazards*, *89*(1), 423–439.
- Lindsey, R., & Herring, D. (2012). MODIS NASA Brochure. Recuperado de https://modis.gsfc.nasa.gov/about/media/modis_brochure.pdf
- Litta, A. J., Mohanty, U. C., & Bhan, S. C. (2010). Numerical simulation of a tornado over Ludhiana (India) using WRF-NMM model. *Meteorological Applications*, *17*(1), 64–75.
- Litta, A. J., Mohanty, U. C., Prasad, S. K., Mohapatra, M., Tyagi, A., & Sahu, S. C. (2012). Simulation of tornado over Orissa (India) on March 31, 2009, using WRF-NMM model. *Natural Hazards*, *61*(3), 1219–1242.
- Macías-Medrano, J. M., & Avendaño-García, M. A. (2014). Climatología de tornados en México. *Investigaciones Geograficas*, (83), 74–87.
- Magaña, V., Amador J.A., Medina, S. (1999). The midsummer drought over Mexico and Central America. *Journal of Climate*, *12*(6), 1577-1588.
- Markowski, P. (2007). Tornadoes and tornadogenesis. En *Atmospheric convection: research and operational forecasting aspects* (pp. 45–55). Springer.
- Markowski, P. M., & Richardson, Y. P. (2009). Tornadogenesis: Our current understanding, forecasting considerations, and questions to guide future research. *Atmospheric Research*, *93*(1–3), 3–10.
- Markowski, P. M., Rasmussen, E. N., & Straka, J. M. (1998). The occurrence of tornadoes in supercells interacting with boundaries during VORTEX-95. *Weather and Forecasting*, *13*(3), 852–859.
- Markowski, P., & Richardson, Y. (2013). How to Make a Tornado. *Weatherwise*, *66*(4), 12–19.

- Markowski, P., & Richardson, Y. (2014). What we know and don't know about tornado formation. *Physics Today*, 67(9), 26–31.
- Martínez-Lopez, B., Quintanar, A. I., Cabos-Narvaez, W. D., Gay-García, C., & Sein, D. V. (2018). Nonlinear Trends and Non-stationary Oscillations as Extracted from Annual Accumulated Precipitation at Mexico City. *Earth and Space Science*, 5(9), 473–485.
- Mateo, J., Ballart, D., Brucet, C., Aran, M., & Bech, J. (2009). A study of a heavy rainfall event and a tornado outbreak during the passage of a squall line over Catalonia. *Atmospheric Research*, 93(1–3), 131–146.
- Matsangouras, I. T., Nastos, P. T., & Pytharoulis, I. (2011). Synoptic-mesoscale analysis and numerical modeling of a tornado event on 12 February 2010 in northern Greece. *Advances in Science and Research*, 6(1), 187–194.
- Matsangouras, I. T., Nastos, P. T., & Pytharoulis, I. (2016). Study of the tornado event in Greece on March 25, 2009: Synoptic analysis and numerical modeling using modified topography. *Atmospheric Research*, 169, 566–583.
- Matsangouras, I. T., Nastos, P. T., Bluestein, H. B., & Sioutas, M. V. (2014). A climatology of tornadic activity over Greece based on historical records. *International Journal of Climatology*, 34(8), 2538–2555.
- Matsangouras, I. T., Pytharoulis, I., & Nastos, P. T. (2014). Numerical modeling and analysis of the effect of complex Greek topography on tornadogenesis. *Natural Hazards and Earth System Science*, 14(7), 1905–1919.
- Matsudo, C. M., & Salio, P. V. (2011). Severe weather reports and proximity to deep convection over Northern Argentina. *Atmospheric Research*, 100(4), 523–537.
- McCaul, E. W., & Weisman, M. L. (1996). Simulations of Shallow Supercell Storms in Landfalling Hurricane Environments. *Monthly Weather Review*, 124(3), 408–429.
- Mercader, J., Codina, B., Sairouni, A., & Cunillera, J. (2010). Results of the meteorological model WRF-ARW over Catalonia, using different parameterizations of convection and cloud microphysics. *Journal of Weather and Climate of the Western Mediterranean*, 7, 75–86.
- Mercer, A. E., Shafer, C. M., Doswell, C. A., Leslie, L. M., & Richman, M. B. (2012). Synoptic Composites of Tornadic and Nontornadic Outbreaks. *Monthly Weather Review*, 140(8), 2590–2608.

- Miglietta, M. M., & Matsangouras, I. T. (2018). An updated “climatology” of tornadoes and waterspouts in Italy. *International Journal of Climatology*, 38(9), 3667–3683.
- Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., & Clough, S. A. (1997). Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D14), 16663–16682.
- Monteverdi, J. P., Blier, W., Stumpf, G., Pi, W., & Anderson, K. (2001). First WSR-88D documentation of an anticyclonic supercell with anticyclonic tornadoes: The Sunnyvale–Los Altos, California, tornadoes of 4 May 1998. *Monthly weather review*, 129(11), 2805–2814.
- Monteverdi, J. P., Edwards, R., & Stumpf, G. J. (2014). An Analysis of the 7 July 2004 Rockwell Pass, California, Tornado: Highest-Elevation Tornado Documented in the United States. *Monthly Weather Review*, 142(11), 3925–3943.
- Morrone, J. J., Escalante, T., & Rodríguez-Tapia, G. (2017). Mexican biogeographic provinces: Map and shapefiles. *Zootaxa*, 4277(2), 277–279.
- Nascimento, E. L., & Foss, M. (2010). A 12-year climatology of severe weather parameters and associated synoptic patterns for subtropical South America. En *Conference on Severe Local Storms, 2010*.
- Nastos, P. T., & Matsangouras, I. T. (2014). Analysis of synoptic conditions for tornadic days over western Greece. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 14(9), 2409–2421.
- Nastos, P. T., & Matsangouras, J. T. (2010). Tornado activity in Greece within the 20th century. *Advances in Geosciences*, 26, 49–51.
- National Centers for Environmental Information (2017). U.S. Tornado Climatology. Recuperado de <https://www.ncdc.noaa.gov/climateinformation/%0Aextreme-events/us-tornado-climatology>
- National Centers for Environmental Prediction, National Weather Service, & National Oceanic and Atmospheric Administration (2000). NCEP FNL Operational Model Global Tropospheric Analyses, Continuing From July 1999. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory.

- National Oceanic and Atmospheric Administration (2015). Tornado Tracks and Icons, 1950-2006. Recuperado de <https://catalog.data.gov/dataset/tornado-tracks-and-icons-1950-2006>
- Ntwali, D., & Chen, H. (2018). Diurnal spatial distributions of aerosol optical and cloud micro-macrophysics properties in Africa based on MODIS observations. *Atmospheric Environment*, 182(January 2017), 252–262.
- Ortiz-Royero, J. C., & Rosales, M. (2012). Severe tornadoes on the Caribbean coast of Colombia since 2001 and their relation to local climate conditions. *Natural Hazards*, 64(2), 1805–1821.
- Paredes-Trejo, F. J., Barbosa, H. A., & Lakshmi Kumar, T. V. (2017). Validating CHIRPS-based satellite precipitation estimates in Northeast Brazil. *Journal of Arid Environments*, 139, 26–40.
- Paulson, C. A. (1970). The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *Journal of Applied Meteorology*, 9(6), 857–861.
- Perdigón-Morales, J., Romero-Centeno, R., Barrett, B. S., & Ordoñez, P. (2019). Intraseasonal variability of summer precipitation in Mexico: MJO influence on the midsummer drought. *Journal of Climate*, 32(8), 2313–2327.
- Perdigón-Morales, J., Romero-Centeno, R., Pérez, P. O., & Barrett, B. S. (2018). The midsummer drought in Mexico: perspectives on duration and intensity from the CHIRPS precipitation database. *International Journal of Climatology*, 38(5), 2174–2186.
- Peterson, R. E., & Mehta, K. C. (1981). Climatology of tornadoes of India and Bangladesh. *Archives for Meteorology, Geophysics, and Bioclimatology Series B*, 29(4), 345–356.
- Pilorz, W., Laskowski, I., Łupikasza, E., & Taszarek, M. (2016). Wind Shear and the Strength of Severe Convective Phenomena—Preliminary Results from Poland in 2011–2015. *Climate*, 4(4), 51.
- Pineda-Martínez, L. F., & Carbajal, N. (2009). Mesoscale numerical modeling of meteorological events in a strong topographic gradient in the northeastern part of Mexico. *Climate Dynamics*, 33(2–3), 297–312.

- Platnick, S., King, M. D., Ackerman, S. A., Menzel, W. P., Baum, B. A., Riédi, J. C., & Frey, R. A. (2003). The MODIS cloud products: Algorithms and examples from Terra. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions*, 41(2), 459–473.
- Platnick, S., Ackerman, S. A., King, M. D., Meyer, K., Menzel, W. P., Holz, R. E., ... Yang, P. (2015a). MODIS atmosphere L2 cloud product (06_L2). https://doi.org/dx.doi.org/10.5067/MODIS/MOD06_L2.006
- Platnick, S., Ackerman, S. A., King, M. D., Meyer, K., Menzel, W. P., Holz, R. E., ... Yang, P. (2015b). MODIS atmosphere L2 cloud product (06_L2). https://doi.org/dx.doi.org/10.5067/MODIS/MYD06_L2.006
- Platnick, Steven, Meyer, K. G., King, M. D., Wind, G., Amarasinghe, N., Marchant, B., ... Riedi, J. (2017). The MODIS Cloud Optical and Microphysical Products: Collection 6 Updates and Examples from Terra and Aqua. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 55(1), 502–525.
- Potter, S. (2007). Fine-Tuning Fujita: After 35 Years, a New Scale for Rating Tornadoes Takes Effect. *Weatherwise*, 60(2), 37–41.
- Rasmussen, E. N. (2003). Refined supercell and tornado forecast parameters. *Weather and Forecasting*, 18(3), 530–535.
- Rasmussen, E. N., Straka, J. M., Davies-Jones, R., Doswell, C. A., Carr, F. H., Eilts, M. D., & MacGorman, D. R. (1994). Verification of the Origins of Rotation in Tornadoes Experiment: VORTEX. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 995–1006.
- Rauhala, J., Brooks, H. E., & Schultz, D. M. (2011). Tornado Climatology of Finland. *Monthly Weather Review*, 140(5), 1446–1456.
- Riemann-Campe, K., Fraedrich, K., & Lunkeit, F. (2009). Global climatology of Convective Available Potential Energy (CAPE) and Convective Inhibition (CIN) in ERA-40 reanalysis. *Atmospheric Research*, 93(1–3), 534–545.
- Roberts, R., & Wilson, J. (1995). The Genesis of Three Nonsupercell Tornadoes Observed with Dual-Doppler Radar. *Monthly Weather Review*, 123, 3408–3436.
- Romero, R., Gayà, M., & Doswell, C. A. (2007). European climatology of severe convective storm environmental parameters: A test for significant tornado events. *Atmospheric Research*, 83(2-4 SPEC. ISS.), 389–404.

- Rosenfeld, D., Woodley, W. L., Lerner, A., Kelman, G., & Lindsey, D. T. (2008). Satellite detection of severe convective storms by their retrieved vertical profiles of cloud particle effective radius and thermodynamic phase. *Journal of Geophysical Research*, *113*(4), 1–22.
- Rossow, W. B., & Schiffer, R. A. (1999). Advances in Understanding Clouds from ISCCP. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *80*(11), 2261–2287.
- Ryzhkov, A. V., Schuur, T. J., Burgess, D. W., & Zrnic, D. S. (2005). Polarimetric Tornado Detection. *Journal of Applied Meteorology*, *44*(5), 557–570.
- Schenkman, A. D., & Xue, M. (2016). Bow-echo mesovortices: A review. *Atmospheric Research*, *170*, 1–13.
- Schultz, D. M., Richardson, Y. P., Markowski, P. M., & Doswell, C. A. (2014). Tornadoes in the Central United States and the “clash of air masses”. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *95*(11), 1704–1712.
- Servicio Meteorológico Nacional (s/f). Estaciones Meteorológicas Automáticas (EMAS). Recuperado de <https://smn.cna.gob.mx/es/observando-el-tiempo/estaciones-meteorologicas-automaticas-ema-s>
- Shafer, C. M., Mercer, A. E., Doswell III, C. A., Richman, M. B., & Leslie, L. M. (2009). Evaluation of WRF forecasts of tornadic and nontornadic outbreaks when initialized with synoptic-scale input. *Monthly Weather Review*, *137*(4), 1250–1271.
- Silva Dias, M. A. F. (2011). An Increase in the Number of Tornado Reports in Brazil. *Weather, Climate, and Society*, *3*(3), 209–217.
- Simeonov, P., Bocheva, L., & Gospodinov, I. (2013). On space-time distribution of tornado events in Bulgaria (1956-2010) with brief analyses of two cases. *Atmospheric Research*, *123*, 61–70.
- Sioutas, M. V. (2003). Tornadoes and waterspouts in Greece. *Atmospheric Research*, *67–68*, 645–656.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M. G., ... Powers, J. G. (2008). A description of the advanced research WRF version 3, NCAR Technical Note. National Center for Atmospheric Research: Boulder, CO, USA.
- Snider, C. R. (1976). An anticyclonic tornado. *Monthly Weather Review*, *104*(9), 1186–1187.

- Stephens, G. (2005). Cloud Feedbacks in the Climate System: A Critical Review. *Journal of Climate*, 18, 237–273.
- Taszarek, M., Brooks, H. E., Czernecki, B., Szuster, P., & Fortuniak, K. (2018). Climatological Aspects of Convective Parameters over Europe: A Comparison of ERA-Interim and Sounding Data. *Journal of Climate*, 31, 4281–4308.
- Tewari, M., Chen, F., Wang, W., Dudhia, J., LeMone, M. A., Mitchell, K., ... Cuenca, R. H. (2004). Implementation and verification of the unified NOAA land surface model in the WRF model. En *20th conference on weather analysis and forecasting/16th conference on numerical weather prediction (Vol. 1115)*. American Meteorological Society Seattle, WA.
- Thompson, R. L., Edwards, R., Hart, J. A., Elmore, K. L., & Markowski, P. (2003). Close Proximity Soundings within Supercell Environments Obtained from the Rapid Update Cycle. *Weather and Forecasting*, 18(6), 1243–1261.
- Thompson, R. L., Grams, J. S., Dean, A. R., Broyles, C., & Smith, B. T. (2012). Convective Modes for Significant Severe Thunderstorms in the Contiguous United States. Part II: Supercell and QLCS Tornado Environments. *Weather and Forecasting*, 27(5), 1136–1154.
- Tippett, M. K., Sobel, A. H., & Camargo, S. J. (2012). Association of U.S. tornado occurrence with monthly environmental parameters. *Geophysical Research Letters*, 39(2).
- Trapp, R. J., & Weisman, M. L. (2003). Low-Level Mesovortices within Squall Lines and Bow Echoes. Part II: Their Genesis and Implications. *Monthly Weather Review*, 131, 2804–2823.
- Tselioudis, G., & Jakob, C. (2002). Evaluation of midlatitude cloud properties in a weather and a climate model: Dependence on dynamic regime and spatial resolution. *Journal of Geophysical Research*, 107(24).
- Tyrrell, J. (2003). A tornado climatology for Ireland. *Atmospheric Research*, 67–68, 671–684.
- Valdés-Manzanilla, A. (2015). Mesoscale convective systems in NW Mexico during the strong ENSO events of 1997-1999. *Atmósfera*, 28(2), 143–148.

- Velasco-Fuentes, O. (2010). The earliest documented tornado in the Americas: Tlatelolco, August 1521. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1515–1524.
- Verbout, S. M., Brooks, H. E., Leslie, L. M., & Schultz, D. M. (2006). Evolution of the U. S. Tornado Database: 1954 – 2003. *Weather and Forecasting*, 21, 86–93.
- Vivó-Escoto, J. A. (2014). Weather and climate of Mexico and Central America. En R. Wauchope & R. C. West (Eds.), *Handbook of Middle American Indians*. Austin, TX.
- Wakimoto, R. M., & Wilson, J. W. (1989). Non-supercell tornadoes. *Monthly Weather Review*, 117, 1113–1140.
- Wakimoto, R. M., Murphey, H. V., Davis, C. A., & Atkins, N. T. (2006). High Winds Generated by Bow Echoes. Part II: The Relationship between the Mesovortices and Damaging Straight-Line Winds. *Monthly Weather Review*, 134, 2813–2829.
- Weiss, J. D., Lowell, M., Nws, N., San, A., Weather, A., & Office, F. (2008). Supercells of the Serranías del Burro, 1–5. Recuperado de https://ams.confex.com/ams/24SLS/techprogram/paper_141558.htm
- Weisz, E., Smith, N., & Smith Sr., W. L. (2015). The use of hyperspectral sounding information to monitor atmospheric tendencies leading to severe local storms. *Earth and Space Science*, 2, 369–377.
- Westbrook, C., & Clark, M. (2013). Observations of a tornadic supercell over Oxfordshire using a pair of Doppler radars. *Weather*, 68(5), 128–134.
- World Meteorological Organization (2016). Meteoterm. Recuperado de <http://wmo.multitransms.com/MultiTransWeb/Web.mvc>
- Wu, W.-S., Lilly, D. K., & Kerr, R. M. (1992). Helicity and thermal convection with shear. *Journal of the atmospheric sciences*, 49(19), 1800–1809.
- Xu, X., Xue, M., & Wang, Y. (2015). The Genesis of Mesovortices within a Real-Data Simulation of a Bow Echo System. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1963–1986.
- Yao, Y., Yu, X., Zhang, Y., Zhou, Z., Xie, W., Lu, Y., ... Wei, L. (2015). Climate analysis of tornadoes in China. *Journal of Meteorological Research*, 29(3), 359–369.
- Yuan, T., & Li, Z. (2010). General macro- and microphysical properties of deep convective clouds as observed by MODIS. *Journal of Climate*, 23(13), 3457–3473.
- Zuñiga, E., & Magaña, V. (2017). Vulnerability and risk to intense rainfall in Mexico: The effect to land use cover change. *Investigaciones Geográficas*, (95).

Anexo A

Artículos y capítulo de libro publicados

Nat Hazards (2017) 89:423–439
DOI 10.1007/s11069-017-2972-6



ORIGINAL PAPER

Meteorological analysis of the tornado in Ciudad Acuña, Coahuila State, Mexico, on May 25, 2015

José F. León-Cruz¹ · Noel Carbajal¹ · Luis F. Pineda-Martínez²

Received: 2 August 2016 / Accepted: 15 June 2017 / Published online: 22 June 2017
© Springer Science+Business Media B.V. 2017

Abstract Extreme meteorological conditions favor the development of severe storms and tornadoes that may have largely impacts on the population despite its relatively short life. Tornadoic severe storms have been documented around the World. In Mexico (MEX), the study of the occurrence of tornadoes and severe storms is relatively new. In this research, we have selected an event of severe tornadoic storm in Ciudad Acuña, Mexico. The storm was driven by a frontal system moving southward from USA converging with a warmer moist air flux from the Gulf of Mexico. The tornado strikes on the Northeast of Mexico, in Coahuila State, on May 25, 2015. Imagery of infrared channel from GOES 13 satellite and the presence of a hook echo in radar data of May 25, 2015, indicate a supercell structure. The maximum values of radial velocity were about -20 and 15 m s^{-1} . In this study, the WRF model was used in order to simulate the mesoscale meteorological conditions of the tornado. Model simulations capture atmospheric features observed in Doppler radar. The simulated storm-relative helicity values were between 400 and $500 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$. The simulated convective available potential energy values were of 3000 J kg^{-1} . These values were higher than values for convective storms, located over the region of Ciudad Acuña in Mexico and Del Rio in USA. The supercell was a result of high humidity and temperature gradients, conditioned by frontal activity and moisture flux intensifications from the Gulf of Mexico.

Keywords Tornado event · Mesoscale modeling · Severe storm

✉ Luis F. Pineda-Martínez
lpineda@uaz.edu.mx

¹ División de Geociencias Aplicadas, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, 78216 San Luis Potosí, Mexico

² Unidad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Zacatecas, 98600 Zacatecas, Mexico



1. León-Cruz, J. F., Carbajal, N., & Pineda-Martínez, L. F. (2017). Meteorological analysis of the tornado in Ciudad Acuña, Coahuila State, Mexico, on May 25, 2015. *Natural hazards*, 89(1), 423-439.



Research Article

Occurrence of Anticyclonic Tornadoes in a Topographically Complex Region of Mexico

Noel Carbajal ,¹ José F. León-Cruz ,¹ Luis F. Pineda-Martínez ,²
 José Tuxpan-Vargas ,¹ and Juan H. Gaviño-Rodríguez ,³

¹División de Geociencias Aplicadas, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica A.C., San Luis Potosí, SLP 78216, Mexico

²Unidad Académica de Ciencias Sociales, Universidad Autónoma de Zacatecas, Zacatecas, ZAC 98066, Mexico

³Centro Universitario de Investigaciones Oceanológicas, Universidad de Colima, Manzanillo, COL 28860, Mexico

Correspondence should be addressed to Noel Carbajal; noelc@ipicyt.edu.mx

Received 3 September 2018; Accepted 21 November 2018; Published 9 January 2019

Academic Editor: Tomeu Rigo

Copyright © 2019 Noel Carbajal et al. This is an open access article distributed under the Creative Commons Attribution License, which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

Tornadoes are violent and destructive natural phenomena that occur on a local scale in most regions around the world. Severe storms occasionally lead to the formation of mesocyclones, whose direction or sense of rotation is often determined by the Coriolis force, among other factors. In the Northern Hemisphere, more than 99% of all tornadoes rotate anticlockwise. The present research shows that, in topographically complex regions, tornadoes have a different probability of rotating clockwise or anticlockwise. Our ongoing research programme on tornadoes in Mexico has shown that the number of tornadoes is significantly higher than previously thought. About 40% of all tornadoes occur in the complex topographic region of the Trans-Mexican Volcanic Belt. Data collected (from Internet videos) on the rotation of tornadoes formed in this region showed that about 50% of them rotated in a clockwise direction, contradicting tornado statistics for most of North America. Time series of the helicity parameter showed that tornadoes formed in topographically complex areas exhibited different behaviours compared to those formed in plains that are related with supercell systems.

1. Introduction

Rotational phenomena in the atmosphere occur at a wide range of scales, from turbulent motions at several centimetres, dust swirls at several metres, tornadoes at hundreds of metres, hurricanes at hundreds of kilometres, and, finally, circulations associated with planetary perturbations at thousands of kilometres. Circulation and vorticity parameters essentially represent two ways of quantifying such rotational processes. Circulation is the line integral of the velocity vector around a closed curve, whereas vorticity is the rotational of the velocity vector. In other words, circulation is a measure of the size of a rotational event, whereas vorticity defines the spinning rate [1]. The vertical component of the relative vorticity, ζ , is calculated from horizontal gradients of the velocity vector. The absolute vorticity is calculated as $\omega^{(a)} = \zeta + f$, where $f = 2\Omega \sin \varphi$ is the

Coriolis parameter, $\Omega = 7.29 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ is the angular velocity of Earth, and φ is the latitude. Therefore, vorticity can be related to circulation simply by dividing circulation by the covered area. In this sense, vorticity can also be interpreted as twice the angular velocity of the rotating system. Simple solutions of the equation of motion in natural coordinates reveal that tornadoes of typical scales may have a cyclonic or anticyclonic rotational direction. This solution is called cyclostrophic balance.

Tornadoes are an extremely powerful natural phenomenon defined as "a rotating column of air, in contact with the surface, pendant from a cumuliform cloud, and often visible as a funnel cloud and/or circulating debris/dust at the ground" [2]. Given their unpredictable frequency and scale, as well as their high potential to cause damage, tornadoes are categorised as extreme weather events [3]. Severe storms and tornadoes are closely related. Abundant lower-tropospheric

- Carbajal, N., León-Cruz, J. F., Pineda-Martínez, L. F., Tuxpan-Vargas, J., & Gaviño-Rodríguez, J. H. (2019). Occurrence of Anticyclonic Tornadoes in a Topographically Complex Region of Mexico. *Advances in Meteorology*, 2019.

Natural Hazards (2019) 97:335–353
<https://doi.org/10.1007/s11069-019-03647-8>

ORIGINAL PAPER



The role of complex terrain in the generation of tornadoes in the west of Mexico

J. F. León-Cruz¹ · N. Carbajal¹ · L. F. Pineda-Martínez²

Received: 9 November 2018 / Accepted: 19 June 2019 / Published online: 25 June 2019
 © Springer Nature B.V. 2019

Abstract

Tornadoes are extreme manifestations of severe storms that occur around the world. In Mexico, the most affected region by the tornado phenomenon is the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB), a complex topographic region in the central part of the country with a large population density. This research work aims to investigate the role of the complex topography in the generation of instability conditions that favored the formation of two tornadoes almost in the same place (western TMVB) on August 7, 2012, and September 16, 2014. Numerical experiments with the WRF-ARW model were performed in order to obtain knowledge about several important weather conditions preceding each tornado event and to identify the role of the complex terrain in the generation of instability necessary for their formation. Notwithstanding this real complexity, similar patterns in instability parameters and meteorological variables were found for the two tornadoes. The complex terrain seems to be essential in the generation and increase in instability preceding each tornado event. This work is the first approach to understand the meteorological phenomena, in the complex topography of Mexico, which leads to the formation of tornadoes. Understanding natural hazards such as tornadoes represents a first phase in the process of disaster risk reduction.

Keywords Tornadoes Mexico · Numerical modeling · Instability topographic effect · Weather research and forecasting (WRF) model · Trans-Mexican volcanic belt

1 Introduction

Tornadoes are extreme manifestations of severe storms. A tornado is defined as a violent column of rotating air in contact with the ground and sometimes, but not always, visible as a funnel cloud (Glickman 2000). The region with the greatest tornado incidence in the world is the Tornado Alley, in the USA. The geographical conditions present in

✉ J. F. León-Cruz
 jose.leon@ipicyt.edu.mx

¹ División de Geociencias Aplicadas, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., 2055 Camino a la Presa San José, 78216 San Luis Potosí, San Luis Potosí, Mexico

² Universidad Autónoma de Zacatecas, 108 Calzada Universidad, 98066 Zacatecas, Zacatecas, Mexico



3. León-Cruz, J. F., Carbajal, N., & Pineda-Martínez, L. F. (2019). The role of complex terrain in the generation of tornadoes in the west of Mexico. *Natural Hazards*, 97(1), 335-353.

2

ANÁLISIS ESPACIO TEMPORAL Y PERSPECTIVAS DE
TORNADOS EN MÉXICOJosé Francisco León-Cruz^{1*}; Noel Carbajal^{2*}; Luis Felipe Pineda-Martínez³

Resumen

Los tornados son la manifestación más violenta del tiempo severo. En México decenas de eventos son documentados cada año, causando daños materiales y pérdidas humanas. Dada la importancia de este tipo de fenómenos, se crea una base de datos que establece patrones espacio temporales en la ocurrencia de estos fenómenos. Además, se analizan las condiciones sinópticas bajo las cuales se han detectado la formación de tornados, identificando tres patrones principales. El estudio de estos fenómenos se encuentra en una fase temprana, y muchos de los elementos necesarios para su formación no son conocidos. Las características de dinámica atmosférica y los impactos sociales que estos causan son expuestos como elementos del riesgo, analizando la exposición y la amenaza que los tornados representan para la sociedad mexicana. Los resultados muestran una perspectiva general de la problemática y exponen las representaciones que se generan sobre esta temática en el país.

Palabras clave

Tornados, desastres, distribución espacio temporal, análisis sinóptico.

¹ E-mail: jose.leon@picyt.edu.mx. ORCID: 0000-0002-0374-6858

² E-mail: noelc@picyt.edu.mx. ORCID: 0000-0002-3112-8504

³ E-mail: luisfpm23@gmail.com. Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Zacatecas [UAZ], Universidad 108, Col. Progreso, C.P. 98066, Zacatecas, Zac., México. ORCID: 0000-0002-0803-5625

* División de Geociencias Aplicadas, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C. [IPICYT], Camino a la Presa San José 2055, Col. Lomas 4ta Sección, C.P. 78216, San Luis Potosí, S.L.P., México.

4. León-Cruz, J. F., Carbajal, N., & Pineda-Martínez, L. F. (2018). Análisis espacio temporal y perspectivas de tornados en México. En J.M. Rodríguez-Esteves *et al.* (Coord.), *Riesgo de desastres en México: eventos hidrometeorológicos y climáticos* (pp. 58-81). Jiutepec, Morelos: Instituto Mexicano de Tecnología del Agua.

Anexo B

Descripción del área de estudio

Características generales

La región seleccionada para el estudio comprende el área de influencia de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). La delimitación de esta zona resultó de la alta concentración de reportes de actividad tornádica, la compleja orografía prevalente y la alta densidad de población. Morrone, Escalante, & Rodríguez-Tapia (2017) definen a la FVTM como una zona de transición entre la porción Neártica y Neotropical del país, así como una de las 14 provincias biogeográficas de México. Utilizándola como base, se estableció un dominio de análisis entre los 18.8 y 21.5 grados de latitud, y los -105.4 y -95.7 grados de longitud (Fig. 1). Las dimensiones de la zona de estudio son de 1012 km de ancho por 301 km de alto, ocupando un área de poco más de 300,000 km². La zona de estudio se extiende desde la costa del Océano Pacífico hasta el Golfo de México por los estados de Nayarit, Jalisco, Colima, Michoacán, Zacatecas, Guanajuato, Querétaro, Estado de México, Ciudad de México, Morelos, Hidalgo, Tlaxcala, Puebla y Veracruz.

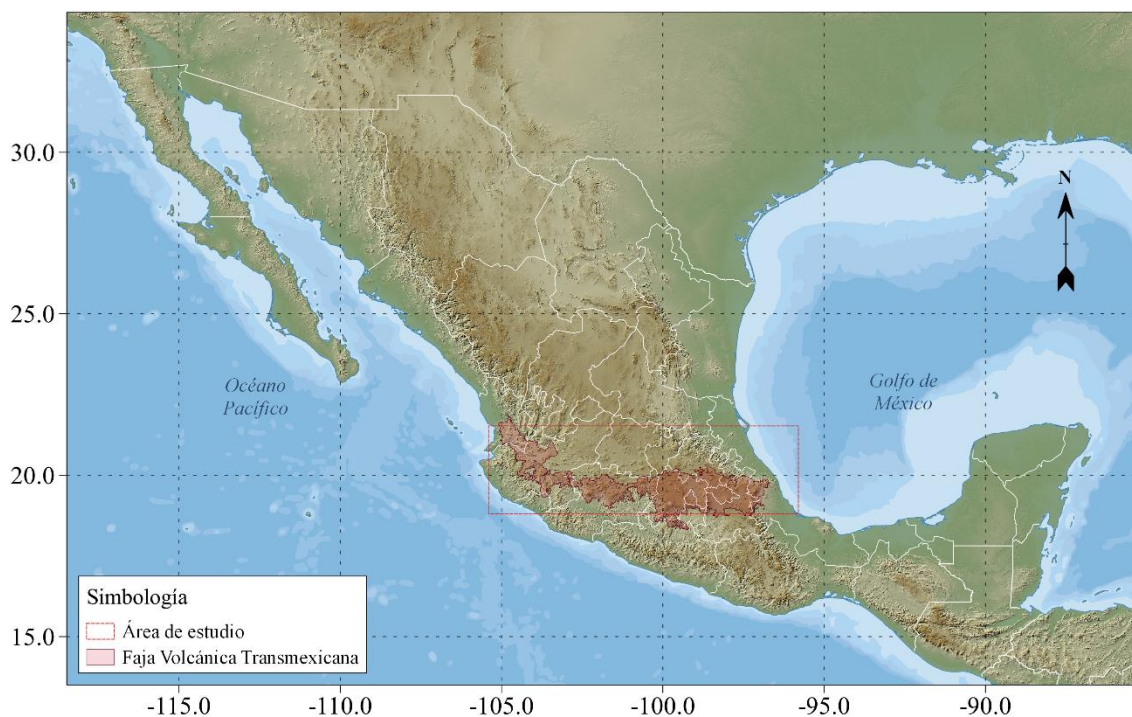


Figura 1 Mapa de localización del área de estudio.

Para su descripción se emplearon diversos parámetros. Las características del terreno, como elevación y pendiente, se examinaron con los datos del Global Multi-resolution Terrain Elevation Data 2010 (EROS, 2010). Las unidades climáticas a partir de la información cartográfica del INEGI (2008). El uso de suelo y vegetación, también derivado de los datos del INEGI (2016). Este fue reclasificado a las clases propuestas por la USGS de acuerdo con la metodología expuesta por Rivera-Martínez (2018). Finalmente, la densidad de población se detalló a partir de las mallas proporcionadas por SEDAC (2010). Todas las capas se procesaron como archivos ráster con una resolución de salida de 15 arco-segundos de grado (~450 metros) a través del sistema de información geográfica Quantum GIS (QGIS).

Características del terreno

Esta porción del país se caracteriza por una orografía compleja con elevaciones desde el nivel del mar hasta por encima de los 5000 msnm (Fig. 2). Del total del área analizada, el 27.3% son terrenos situados por debajo de los 500 msnm, y que atañen, mayormente, a las Llanuras Costeras del Golfo de México y el Pacífico. Le siguen, con el 23.9%, los sitios ubicados entre los 1500 y 2000 msnm y que se identifican como parte de la Altiplanicie Mexicana y la Cuenca del Río Balsas. El 19.9% lo ocupan las regiones ubicadas entre los 2000 y 2500 msnm, y que están representadas como porciones de la Sierra Madre Oriental y Occidental, así como una buena parte de la FVTM. El porcentaje restante del terreno lo ocupan sitios de alturas intermedias y los picos más importantes. La escasa homogeneidad del terreno le confiere al área de estudio características particulares, además, representa una barrera natural entre dos regiones (norte – sur) con características contrastantes.

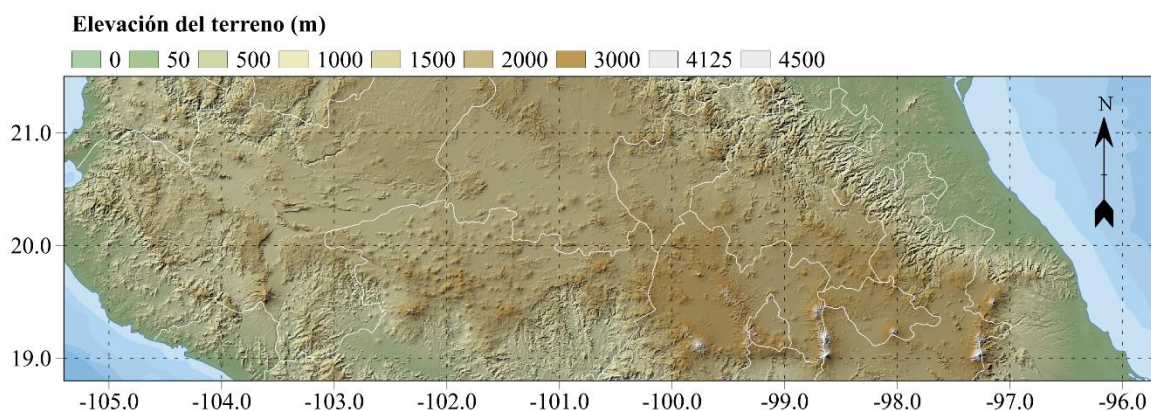


Figura 2 Mapa de elevación del terreno del área de estudio.

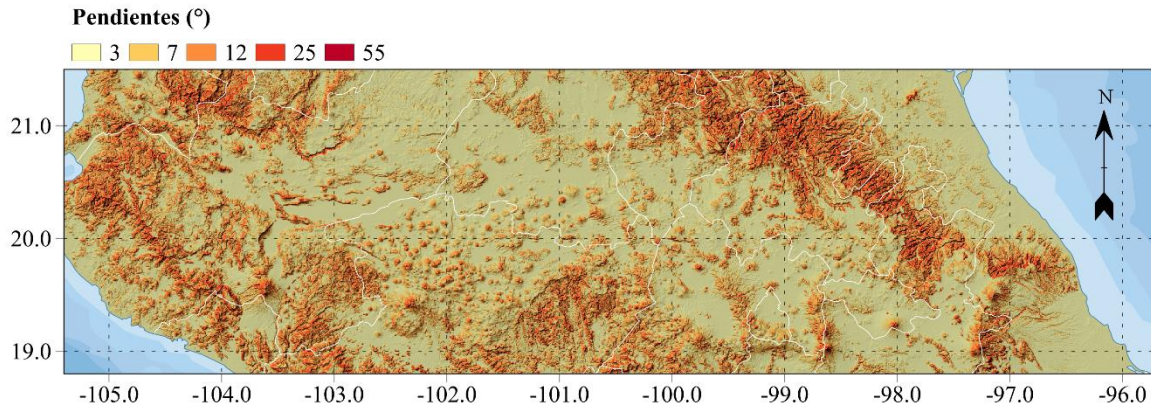


Figura 3 Mapa de pendientes del área de estudio.

El mapa de pendientes representa la inclinación topográfica de la superficie con respecto a la horizontal y es útil para la identificación de las distintas formas del relieve como lomas, colinas, montañas, valles, cañadas y/o riscos (Fig. 3). Para la región de estudio se obtuvo una distribución entre los 0° y 53°. El mayor porcentaje (46.6%) lo ocupan las regiones con pendientes entre los 0° a 3°, y que están representados por las porciones de océano y las llanuras costeras, además de los valles y altiplanicies del centro y norte del dominio. Le siguen las zonas con pendientes entre los 3° y 7° con un 23.0%, que indican regiones con pequeños lomeríos, barrancos y cañadas. Estas zonas son más claras en la porción occidente del dominio y en todo el norte de la FVTM. Con el 15.2% están las zonas con pendientes entre 7° y 12°, que se identifican como regiones montañosas alineadas, principalmente, con la Sierra Madre Oriental y Occidental, así como la FVTM. Le siguen las regiones con pendientes entre los 12° y 25° (13.6%); y entre los 25° y 55° (1.3%), y que se alinean con el terreno más escarpado (casi vertical) como riscos, desfiladeros y montañas. Gran parte de estas zonas, marcadas con tonos rojos en el mapa, se ordenan con las principales cadenas montañosas en dirección noroeste – sureste.

Clima, uso de suelo y vegetación

La distribución de climas se muestra en la Fig. 4. Dicha distribución se basa en el sistema de clasificación climática de Köpen, modificado por García, con aportaciones del INEGI. Tal categorización toma en cuenta datos de temperatura media y precipitación total de cerca de 4000 estaciones meteorológicas en el país. Esta información resulta útil para conocer las características del paisaje. En este sentido se puede observar una clara dominancia de clima

templado subhúmedo a lo largo de toda la FVTM y al norte de esta. Para las costas, los climas cálido subhúmedo, cálido semicálido y semicálido subhúmedo son los dominantes, estos influenciados mayormente por su cercanía a los océanos y su aporte de humedad. La región altiplano destaca por sus climas seco templado y cálido semiseco. Para la región de la Sierra Madre Oriental se distinguen climas templado húmedo y templado semicálido. Finalmente, las regiones montañosas más altas del centro – oriente del país se muestran con climas templado semifrío y frío. A raíz de lo anterior se puede inferir que la FVTM es un delimitador natural entre las regiones más secas (al norte) y más cálidas y húmedas (al sur) del país.

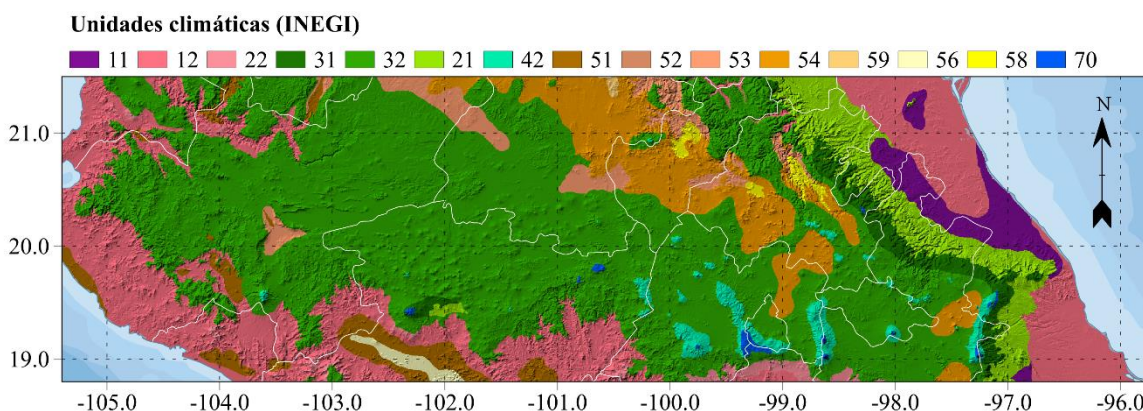


Figura 4 Mapa de unidades climáticas del área de estudio.

Tabla 1.1 Tipos de clima.

| Clima num | Clima nom | Pixels | Porcentaje | km2 (450 m) |
|-----------|-----------------------------|--------|------------|-------------|
| 11 | Cálido húmedo | 35203 | 2.33982846 | 7128.6075 |
| 12 | Cálido subhúmedo | 267161 | 17.7573193 | 54100.1025 |
| 21 | Templado semicálido húmedo | 68648 | 4.56280841 | 13901.22 |
| 22 | Cálido semicálido subhúmedo | 12200 | 0.81089416 | 2470.5 |
| 31 | Templado húmedo | 29596 | 1.96714948 | 5993.19 |
| 32 | Templado subhúmedo | 673621 | 44.7733883 | 136408.253 |
| 42 | Templado semifrío subhúmedo | 23979 | 1.59380583 | 4855.7475 |
| 51 | Seco cálido semiseco | 34831 | 2.31510284 | 7053.2775 |
| 52 | Semiseco cálido | 982 | 0.06527033 | 198.855 |
| 53 | Semiseco semicálido | 39462 | 2.62291029 | 7991.055 |
| 54 | Seco templado semifrío | 107882 | 7.17056428 | 21846.105 |
| 56 | Seco muy cálido | 5845 | 0.38849806 | 1183.6125 |
| 58 | Seco semicálido | 6379 | 0.4239913 | 1291.7475 |
| 59 | Seco templado | 1020 | 0.06779607 | 206.55 |
| 70 | Frío | 3537 | 0.23509284 | 716.2425 |
| 92 | Agua | 194166 | 12.90558 | 39318.615 |

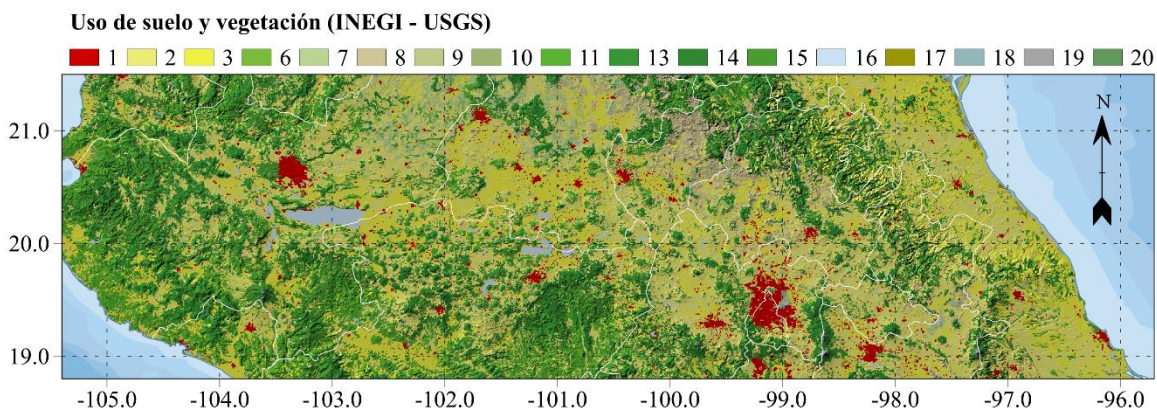


Figura 5 Mapa de uso de suelo y vegetación del área de estudio.

Tabla 2. Uso de suelo y vegetación

| Suelo num | Suelo nom | Pixels | Porcentaje | km2 (450 m) |
|-----------|------------------------------------------|--------|------------|-------------|
| 1 | Suelo urbano y urbanizado | 56924 | 3.78355241 | 11527.11 |
| 2 | Cultivos y pasturas de tierra seca | 470632 | 31.2813723 | 95302.98 |
| 3 | Cultivos y pasturas de riego | 200283 | 13.312157 | 40557.3075 |
| 6 | Mosaico de cultivo con bosque poco denso | 1024 | 0.06806194 | 207.36 |
| 7 | Pastizales | 27712 | 1.84192615 | 5611.68 |
| 8 | Matorrales | 38765 | 2.57658297 | 7849.9125 |
| 9 | Combinación de matorrales y pastizales | 46 | 0.00305747 | 9.315 |
| 10 | Sabana | 1015 | 0.06746374 | 205.5375 |
| 11 | Bosque caducifolio de hoja ancha | 176406 | 11.7251308 | 35722.215 |
| 13 | Perenne de hoja ancha | 137856 | 9.16283818 | 27915.84 |
| 14 | Perenne de hoja aguda | 61113 | 4.06198156 | 12375.3825 |
| 15 | Bosque mixto | 134204 | 8.92010167 | 27176.31 |
| 16 | Cuerpos de agua | 191826 | 12.7500479 | 38844.765 |
| 17 | Pantano herbáceo (humedal) | 2263 | 0.15041422 | 458.2575 |
| 18 | Pantano boscoso (humedal) | 1500 | 0.0997001 | 303.75 |
| 19 | Áreas sin vegetación aparente | 2065 | 0.13725381 | 418.1625 |
| 20 | Tundra herbácea | 878 | 0.05835779 | 177.795 |

Otra característica importante es el uso de suelo y vegetación (Fig. 5). Para el área de estudio dominan las áreas de cultivos, pasturas de tierra seca (es decir, de temporal) y de riego. Estas se identifican principalmente en las inmediaciones de la FVTM y la llanura costera del Golfo de México. Las zonas boscosas se ubican al sur de la FVTM y sobre porciones de la Sierra Madre Oriental y Occidental. También son claras en todo el occidente del dominio de estudio sobre sierras menores. Interesantemente, un porcentaje relativamente alto del territorio se encuentra urbanizada, estos concentrados principalmente en dos puntos, la zona del centro

del país (con las ciudades de Puebla, Toluca y Ciudad de México) y la porción occidente (con la Zona Metropolitana de Guadalajara). Sólo una pequeña porción del territorio cuenta con pantanos y humedales (principalmente en el Golfo de México), así como matorrales y pastizales (en la región del altiplano, al norte del dominio). De nuevo, es clara una transición entre regiones más secas al norte y con vegetación más abundante hacia el sur.

Densidad de población

El último de los parámetros que se muestra es la densidad de población (Fig. 6). Esta variable es importante, puesto que funciona como un factor de riesgo ante cualquier amenaza. En este caso, la ocurrencia de daño de un tornado estará determinada por la presencia de algún asentamiento humano. Además, entre mayor sea la concentración de población más fácilmente podrá ser documentado el fenómeno natural. Para la región de análisis se pueden demarcar cuatro regiones interesantes. La primera de ellas, y la más grande, se ubica en el centro del país. La segunda más importante en el occidente. Otros núcleos significativos se dispersan en la región del altiplano, al norte del dominio. Finalmente se encuentra la región de la llanura costera del Golfo de México con asentamientos dispersos a lo largo de todo el oriente del dominio. Por el contrario, la zona con menor concentración está a lo largo de la llanura del Pacífico, y que se determina en mayor medida por las pequeñas sierras localizadas en esta zona.

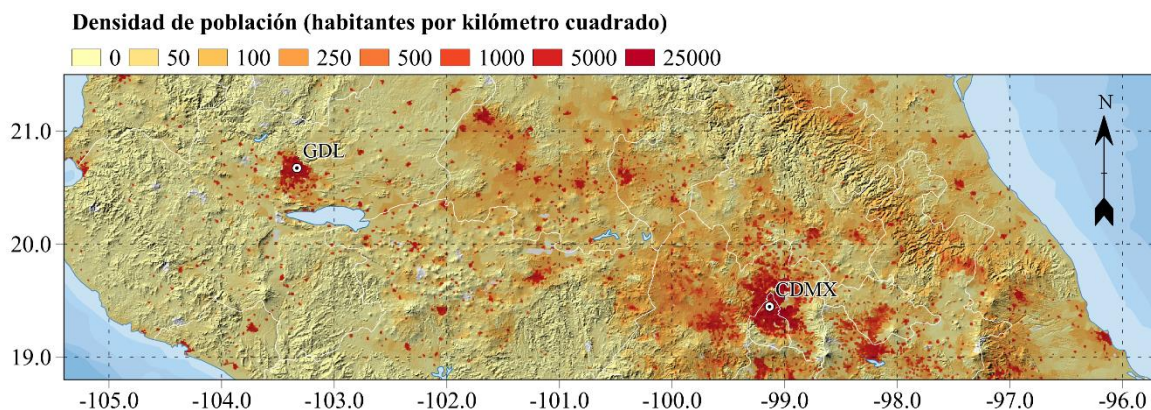


Figura 6 Mapa de densidad de población del área de estudio.

Referencias

- Earth Resources Observation and Science (2010). USGS EROS Archive - Products Overview. Recuperado de https://topotools.cr.usgs.gov/gmted_viewer/viewer.htm
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (2008). Climatología. Recuperado de <http://www.beta.inegi.org.mx/temas/mapas/climatologia/>
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (2016). Uso de suelo y vegetación. Recuperado de <http://www.beta.inegi.org.mx/temas/usosuelo/default.html>
- Morrone, J. J., Escalante, T., & Rodríguez-Tapia, G. (2017). Mexican biogeographic provinces: Map and shapefiles. *Zootaxa*, 4277(2), 277–279.
- Rivera-Martínez, S. L. (2018). *Análisis del uso de suelo y vegetación en México entre 1968 y 2011 para su uso en un modelo de pronóstico meteorológico*. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Socioeconomic Data and Applications Center (2010). Gridded Population of the World (GPW), v4. Recuperado de <http://sedac.ciesin.columbia.edu/data/collection/gpw-v4>