



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

POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

**Modelación numérica de tornados en la orografía
compleja de la Faja Volcánica Transmexicana**

Tesis que presenta

Daniela Irais Monterde Gutiérrez

Para obtener el grado de

Maestra en Geociencias Aplicadas

Director de la Tesis:

Dr. José Noel Carbajal Pérez

San Luis Potosí, S.L.P., octubre, 2020.



Constancia de aprobación de la tesis

La tesis “**Modelación numérica de tornados en la orografía compleja de la Faja Volcánica Transmexicana**” presentada para obtener el Grado de Maestra en Geociencias Aplicadas fue elaborada por **Daniela Irais Monterde Gutiérrez** y aprobada el **29 de septiembre de 2020** 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/Codirector de la tesis

Dr. José Tuxpan Vargas
Miembro del Comité Tutorial

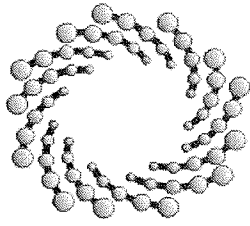
Dr. Luis Felipe Pineda Martínez
Miembro del Comité Tutorial



Créditos Institucionales

Esta tesis fue elaborada en las instalaciones de la División de 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 (CONACYT-929282) 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 064 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Maestría en Geociencias Aplicadas está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 21 días del mes de octubre del año 2020, se reunió a las 16:20 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

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

MAESTRA EN GEOCIENCIAS APLICADAS

sustentó la C.

Daniela Irais Monterde Gutiérrez

sobre la Tesis intitulada:

Modelación numérica de tornados en la orografía compleja de la Faja Volcánica Transmexicana

que se desarrolló bajo la dirección de

Dr. José Noel Carbajal Pérez

El Jurado, después de deliberar, determinó

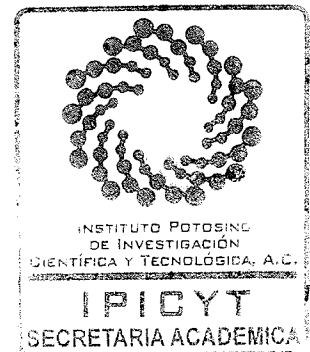
APROBARLA

Dándose por terminado el acto a las 17:45 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición de la interesada y para los fines que a la misma convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 21 días del mes de octubre de 2020.

Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélez
Jefa del Departamento del Posgrado

Dr. Marcial Bonilla Marín
Secretario Académico



Dedicado a mamá y papá

Agradecimientos

Al Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C. (IPICYT), por aceptarme al programa de maestría en Geociencias Aplicadas.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), por la beca otorgada.

A la División de Geociencias Aplicadas y al cuerpo de investigadores que la conforman.

Al Dr. Noel Carbajal, por llevar la dirección de este trabajo brindándome siempre el apoyo y el conocimiento necesario para concluirla.

Al comité tutorial integrado por el Dr. José Tuxpan Vargas y el Dr. Luis Felipe Pineda Martínez, por el tiempo dedicado y los comentarios tan acertados.

A los amigos que siempre están ahí, Pamela, Cerón, Hiram.

A mis ipi-amigos Claudia, Uc, Nadia, Gerardo, Karen, Hiram y Saúl porque siempre fuimos el mejor equipo.

A mamá y papá, por el apoyo y la confianza que depositan en mi en cada uno de mis proyectos.

A Saúl, por compartir conmigo esta aventura y por todas las que vienen.

CONTENIDO

CAPÍTULO 1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 Tornadogénesis no-supercelda.....	3
1.2 Tornadogénesis supercelda.....	5
1.3 Tornados en México.....	7
1.4 Tornados anticiclónicos.....	9
1.5 Simulación numérica de tornados.....	10
1.6 Circulaciones locales y orografía.....	12
1.7 Planteamiento del problema.....	13
1.8 Hipótesis.....	14
1.9 Objetivos.....	14
CAPÍTULO 2 REGIÓN DE ESTUDIO	16
2.1 Ubicación geográfica.....	16
2.2 Topografía.....	17
2.3 Geología.....	17
2.4 Climatología.....	18
CAPÍTULO 3 DATOS Y METODOLOGÍA	21
3.1 Modelación numérica.....	21
3.2 Modelo Weather Research and Forecasting (WRF).....	21
3.3 Adaptación del modelo WRF.....	23
3.4 Diseño de experimentos numéricos.....	24
3.5 Condiciones iniciales y de frontera.....	27
3.6 Validación de experimentos.....	28
CAPITULO 4 RESULTADOS	32
4.1 Caso I: Tornado en Tequixquiac, Estado de México.....	32
4.1.1 Condiciones sinópticas.....	33
4.1.2 Simulación numérica.....	34
4.2 Caso II: Tornado en Cadereyta de Montes, Querétaro.....	42

4.2.1 Condiciones sinópticas.....	42
4.2.2 Simulación numérica	44
4.3 Caso III: Tornado en Chiautempan, Tlaxcala.....	52
4.3.1 Condiciones sinópticas.....	52
4.3.2 Simulación numérica	54
4.4 Generalidades de los casos de estudio	59
4.4.1 Altura de los tornados	59
4.4.2 Cambio de Helicidad Relativa a la Tormenta.....	60
CAPÍTULO 5 DISCUSIÓN	62
5.1 Influencia de la topografía en la generación de vorticidad	62
5.2 Propuesta: Estructura de tornado anticiclónico	66
CAPÍTULO 6 CONCLUSIONES	70
REFERENCIAS	72

RESUMEN

Los tornados son columnas de aire que rotan velozmente desde el suelo y hasta por debajo de un grupo de nubes. Se conoce que un alto porcentaje de los tornados en Norte América presentan una rotación ciclónica, debido a la Fuerza de Coriolis que afecta directamente a la nube que sostiene al tornado (mesociclón). En México, los tornados, de tipo no-supercelda, son un fenómeno recurrente principalmente en la región de la Faja Volcánica Transmexicana que presenta una orografía altamente compleja. Para esta zona se ha obtenido información, proveniente de material videográfico subido a diversas plataformas en Internet, demostrando que aproximadamente el 50% de los eventos de tornado presentan un giro anticiclónico, contrario a lo que se observa en otras latitudes, por ejemplo, en Estados Unidos en donde investigadores indican que más de un 99 % de los tornados son ciclónicos. Debido a la escasa bibliografía acerca del comportamiento de este tipo de fenómeno natural, en este trabajo, se analizan las condiciones meteorológicas que dan como resultado un tornado con sentido de rotación anticiclónica, el papel que juega la orografía para su formación, así como el comportamiento de la temperatura y los flujos de viento y humedad. Para ello se aplica el modelo WRF, con una resolución de 0.25 Km para tres casos de estudio (Tequixquiac, Estado de México, Cadereyta de Montes, Querétaro y Chiautempan, Tlaxcala). Los resultados indican una dinámica muy diferente a los tornados ciclónicos, se presenta así una primera radiografía de este tipo de eventos.

Palabras clave: Tornado anticiclónico, Faja Volcánica Transmexicana, Modelo WRF.

ABSTRACT

The tornadoes are columns of air that rotate rapidly from the ground and even below a group of clouds. In North America, a high percentage of tornadoes present a cyclonic rotation due to the Coriolis force that directly affects the cloud that supports the tornado (mesocyclone). In Mexico, tornadoes, of the non-supercell type, are a recurring phenomenon mainly in the region of the Trans-Mexican Volcanic Belt that presents a highly complex orography. For this area, information obtained from video material uploaded to various Internet platforms, showing that approximately 50% of tornado events spin in an anticyclonic turn, contrary to what is observed in other latitudes, for example, in the United States. United where researchers indicate that more than 99% of tornadoes are cyclonic. This work analyzed the meteorological conditions involved in a tornado with anticyclonic rotation. It was studied the role that orography plays tornadoes formation, as well as the behavior of the temperature, wind, and humidity. For this, the WRF model is applied, with a resolution of 0.25 km for three case studies (Tequixquiac, Estado de México, Cadereyta de Montes, Querétaro, and Chiautempan, Tlaxcala). The results indicate a very different dynamics to cyclonic tornadoes, thus presenting the first X-ray of this type of event.

Keywords: Anticyclonic tornado, Transmexican Volcanic Belt, WRF model.

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

Un tornado se define como una columna de aire con grandes velocidades rotacionales desde el suelo hasta un sistema de nubes que los sostiene (Markowski & Richardson, 2010 y Bluestein, 2013a). Su visibilidad dependerá del déficit de presión originado por los vientos fuertes y su rotación, resultando en la condensación del vapor de agua existente en el aire, así como del polvo y escombros en superficie (Barinov, 2010). Por otro lado, su durabilidad promedio es de 10 minutos, sin embargo, esta cifra estará sujeta a la inestabilidad en la atmósfera, entre otros factores.

Actualmente se reconocen, de acuerdo con su origen, dos tipos: tornados supercelda o mesociclónicos caracterizados por tener un gran tamaño y fuerza. El segundo tipo ha adoptado el nombre de tornado no-supercelda y suele tener una extensión y fuerza menor. Sin embargo, una de las diferencias principales entre ambos tornados es el origen de su vorticidad (Pendick, 1988). Los tornados no supercelda a su vez se clasifican, por su nombre en inglés, como Landspouts cuando se desarrollan sobre tierra y como Waterspouts cuando se desarrollan sobre agua. Estudios recientes han corroborado que la mayoría de los tornados en México son de este tipo (León-Cruz et al., 2019).

La estadística actual en Estados Unidos reporta que un 99.9% de estos sistemas rotan en sentido ciclónico y no es anormal debido a que, también, la mayoría de los tornados en esas latitudes son de tipo supercelda favorecidas con la rotación en sentido contrario a las manecillas del reloj por tener la escala horizontal y vertical suficientes.

Por medio de observaciones, en su mayoría de tornados originados en Estados Unidos, se ha determinado que la correlación entre diferentes variables como la cizalladura del viento, la humedad relativa y la vorticidad vertical alta en superficie,

son determinantes en el desarrollo de tornados no-supercelda (Markowski & Richardson, 2013). Sin embargo, algunas investigaciones han comenzado a estudiar las condiciones atmosféricas presentes durante la tornadogénesis en otros lugares del mundo, en donde la dinámica y las condiciones sinópticas o locales pueden ser distintas.

Hoy en día la obtención de mediciones de los vientos en un tornado es complicada. Los eventos son de escala horizontal y temporal corta, difíciles de pronosticar, y su trayectoria es difícil de predecir, además del peligro al intentar obtener datos reales tanto para el instrumento como para el personal debido a la fuerza del fenómeno natural (Wurman et al, 2012), por dicha complejidad que existe durante la formación de tormentas y más aún durante la formación de tornados, se ha requerido de la intervención de modelos numéricos que ayuden a dar una mejor y mayor aproximación de la estructura y dinámica presentes en estos sistemas. El modelo Weather Research and Forecasting (WRF) es un modelo que ha sido utilizado por diferentes investigadores para intentar simular tormentas severas y tornados con resultados satisfactorios (Shafer *et al*, 2009; Litta *et al*, 2012; Das *et al*, 2015; Carbajal *et al*, 2019).

Aunque se han realizado diversos estudios acerca de la interacción entre la superficie y la atmósfera en la tornadogénesis, la influencia que tiene la orografía aún no es precisa (Carbajal *et al*, 2019). Sin embargo, se sabe que la orografía puede modificar circulaciones desde escala sinóptica hasta escala local (Steinacker, 2007), existen indicios de que la topografía afecta sistemas más grandes como una supercelda (Markowski & Dotzek, 2011) así como pequeños como un tornado. En México, particularmente la región de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), es caracterizada por una serie de montañas, haciendo de ésta, una región altamente irregular. Estudios actuales han revelado que un porcentaje alto de los tornados originados en el país se localizan en esta región (Carbajal *et al*, 2019).

La exploración de tornados en México dio fruto a una nueva línea de investigación cuando, en un análisis estadístico (Carbajal *et al*, 2019), pudo verificarse el

desarrollo de un número similar de tornados con sentido de rotación ciclónico y anticiclónico, lo que genera discrepancia con la estadística de Estados Unidos y abre el camino a nuevos cuestionamientos, así mismo, el entendimiento de cómo funciona un tornado anticiclónico y sus diferencias con otro sistema de giro ciclónico, corresponde una importante contribución a la literatura, además del “derrocamiento” de lo que hasta ahora se pensaba que los tornados y más aún los tornados anticiclónicos son más difíciles que se presenten en México.

1.1 Tornadogénesis no-supercelda

La vorticidad vertical es necesaria en la generación de tornados. Cuando esta variable no se encuentra presente en el ambiente, puede ser advectada de una superficie cercana o puede generarse por la inclinación de vorticidad horizontal (Markowski, 2007).

Los tornados no-supercelda son caracterizados por tener una corta duración y un tamaño pequeño (Lee & Wilhelmson, 2000), este tipo de sistemas suelen desarrollarse entre los límites de convergencia de dos masas de aire con diferentes propiedades, dicha condición es necesaria para la tornadogénesis no supercelda (Roberts & Wilson, 1995). En este límite perdura una fuerte cizalladura horizontal del viento y vorticidad vertical pre-existente. Para los waterspouts la vorticidad vertical pre-existente puede producirse por efecto de la brisa marina, mientras que para los landspouts puede ser causada por un frente de tormenta o un remolino de mesoescala (Markowski & Richardson, 2010). Dicha zona de vorticidad vertical se descompone en vórtices de escala pequeña conocidos como ‘misociclones’ debido a la inestabilidad originada debido a la cizalladura del viento (Figura 1.1 a y b). Esta clase de tornados nacen debajo de nubes cúmulus congestus creciendo rápidamente, el fortalecimiento de los misociclones dependerá de la cizalladura horizontal, vertical y de la estabilidad estática del ambiente (Friedrich & Young, 2005).

Los misociclones previamente generados comienzan a interactuar unos con otros, en esta etapa los vórtices continuos con una fuerza similar rotan a la par con una

alta probabilidad de unirse. Posteriormente y a consecuencia, la vorticidad es advectada en la vertical mediante corrientes ascendentes que existen por la convección de la tormenta en desarrollo, y como resultado, el vórtice producido se estira hasta obtener la fuerza de un tornado (Figura 1.1 c). Por lo que se puede inferir que estos tornados son inicializados cuando los misociclones se colocan dentro de una corriente de aire ascendente proveniente de una tormenta en desarrollo (Wakimoto & Wilson, 1989; Roberts & Wilson, 1995; Lee & Wilhelmson, 1996).

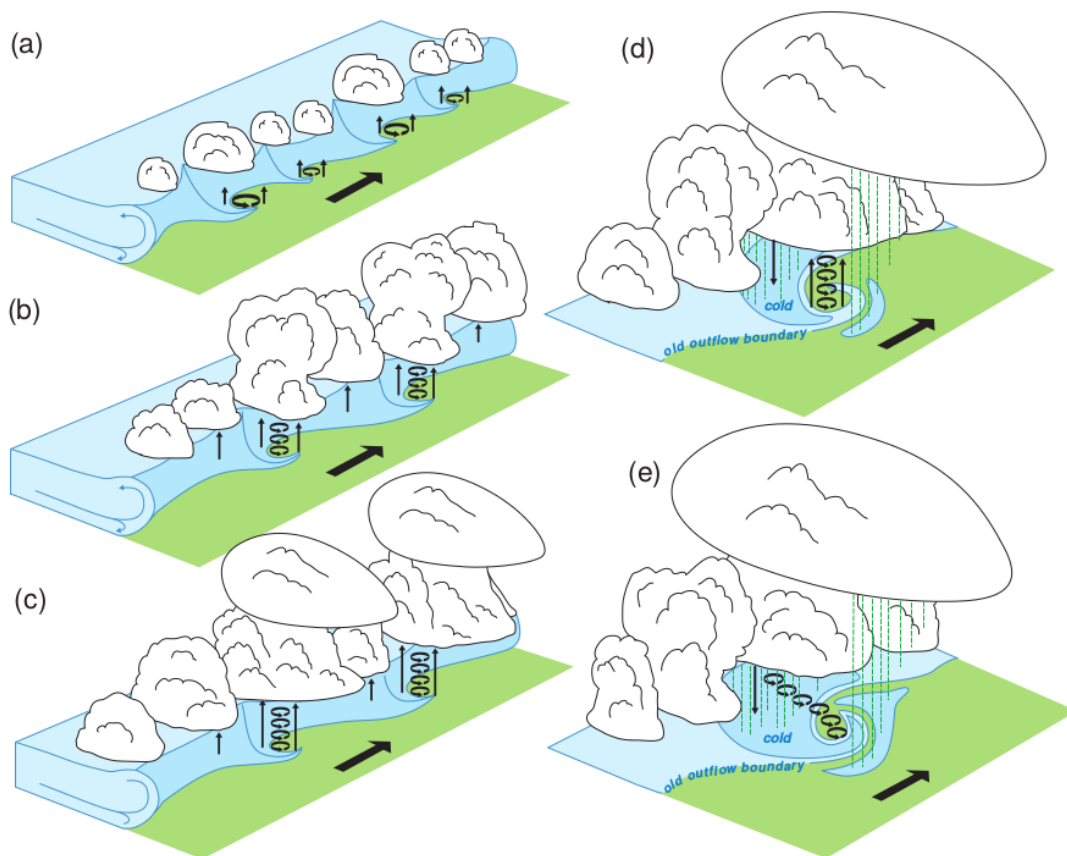


Figura 1.1. Ciclo de vida de un tornado no-supercelda. Tomado de Markowski & Richardson, 2010.

La consolidación del tornado se produce por conservación de momento angular; una analogía ocurre en un patinador sobre hielo, cuando el patinador gira y acerca sus manos hacia su eje de rotación este rotará con mayor intensidad. Lo mismo

sucede durante este proceso, conforme la tormenta se intensifica y se crean celdas de circulación, aumenta la convergencia en superficie, es decir, el viento converge hacia su eje de rotación, acelerándose el aire hacia arriba, estirando el vórtice hasta la fuerza de un tornado (Figura 1.1 d y e).

Esta tornadogénesis ha sido estructurada para representar de forma general los tornados originados en Estados Unidos, sin embargo, algunos aspectos dentro de ella podrían cambiar de acuerdo con las condiciones locales dadas en donde se desarrolla un tornado, por ejemplo, en la FVTM, la topografía. Uno de los factores más importantes para el origen de tornados bajo estas condiciones es cómo ocurre una gran concentración de vorticidad en un terreno complejo (Bosart *et al*, 2006).

1.2 Tornadogénesis supercelda

Los tornados supercelda al ser sistemas de mayor escala horizontal, vertical, temporal, además de provenir de una supercelda, tienen una dinámica de formación más compleja, la cual se puede sintetizar en tres pasos (Markowski & Richardson, 2013):

1.- Generación de vorticidad en altura

Como antecedente de un tornado supercelda y para el inicio de cualquier tormenta se requiere de una atmósfera inestable en donde el aire se satura durante su ascenso y se vuelve boyante.

Una supercelda se caracteriza por tener un flujo de aire ascendente en rotación. La rotación horizontal de las súper celdas se adquiere principalmente por la cizalladura vertical del viento, es decir, cuando el viento varía con la altura. Las parcelas de aire que intervienen o interactúan con la cizalladura disponen de Streamwise Vorticity que se puede definir como la parte de la Vorticidad horizontal con la misma dirección del vector velocidad de la tormenta. El giro horizontal se convierte en vertical conforme las parcelas de aire ingresan a la corriente ascendente de la tormenta generando así el mesociclón (Figura 1.2).

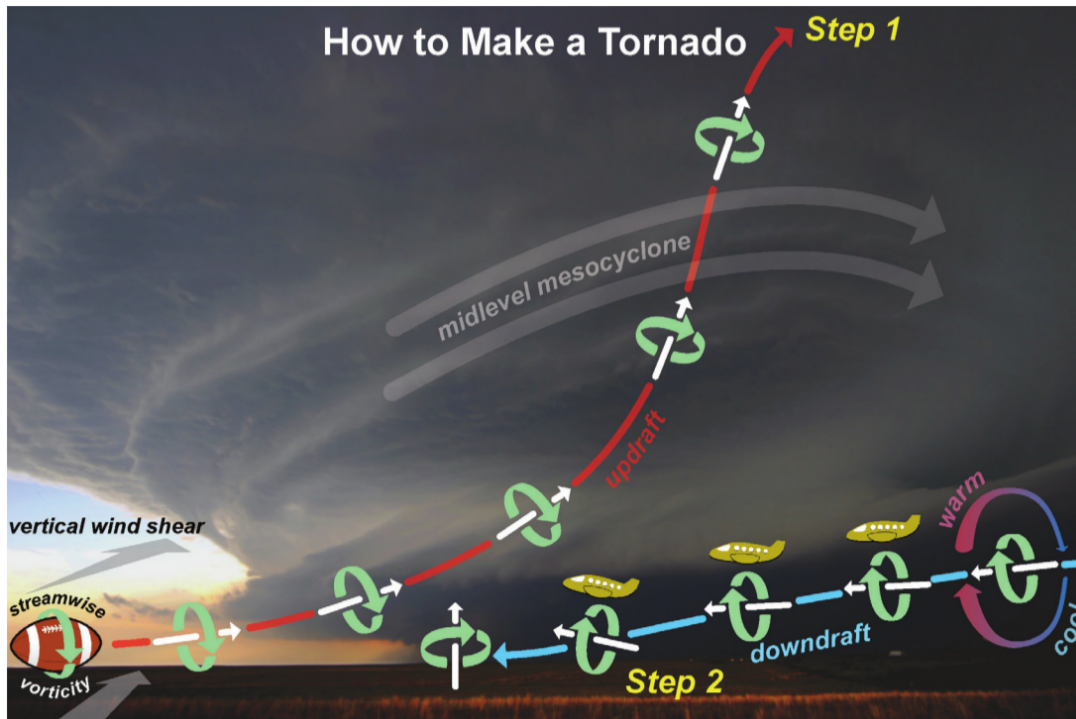


Figura 1.2. Primeros pasos de la tornadogénesis supercelda. Tomado de Markowski & Richardson (2013).

2.- Desarrollo de rotación cerca del suelo

Como segundo paso en la tornadogénesis supercelda, es indispensable la aparición de Vorticidad cercana a la superficie, la cual se consigue por medio de la corriente descendente en respuesta del flujo ascendente (paso 1). El aire que baja a la superficie tiene propiedades térmicas diferentes, es más frío respecto a sus alrededores y al tocar el suelo diverge en todas las direcciones, a este fenómeno también se le conoce como frente de ráfaga.

El aire que viaja a lo largo del lado más frío del frente de ráfaga sufre de un gradiente horizontal de temperatura consiguiendo, bajo el principio “aire cálido es más ligero y sube, aire frío es más pesado y baja”, una rotación de eje horizontal o Vorticidad baroclínica, misma que cuando llega al suelo (al viajar dentro del flujo descendente) es inclinada por el mismo convirtiéndose en Vorticidad de eje vertical en niveles inferiores.

3.- Intensificación de la rotación en superficie

Como paso final, es necesario que la Vorticidad lograda cerca de la superficie (Paso 2) se intensifique considerablemente. Dicho fortalecimiento se induce por conservación de momento angular, o “efecto patinador sobre hielo” que se da cuando un patinador comienza a girar sobre su propio eje, si la persona pliega sus brazos a su pecho (eje de rotación) su giro se intensifica. De la misma forma y como resultado de la convección y la flotabilidad positiva (Paso 1) el aire converge a hacia su eje de rotación en superficie logrando una mayor rapidez al rotar hasta alcanzar la fuerza de un tornado (Figura 1.3).

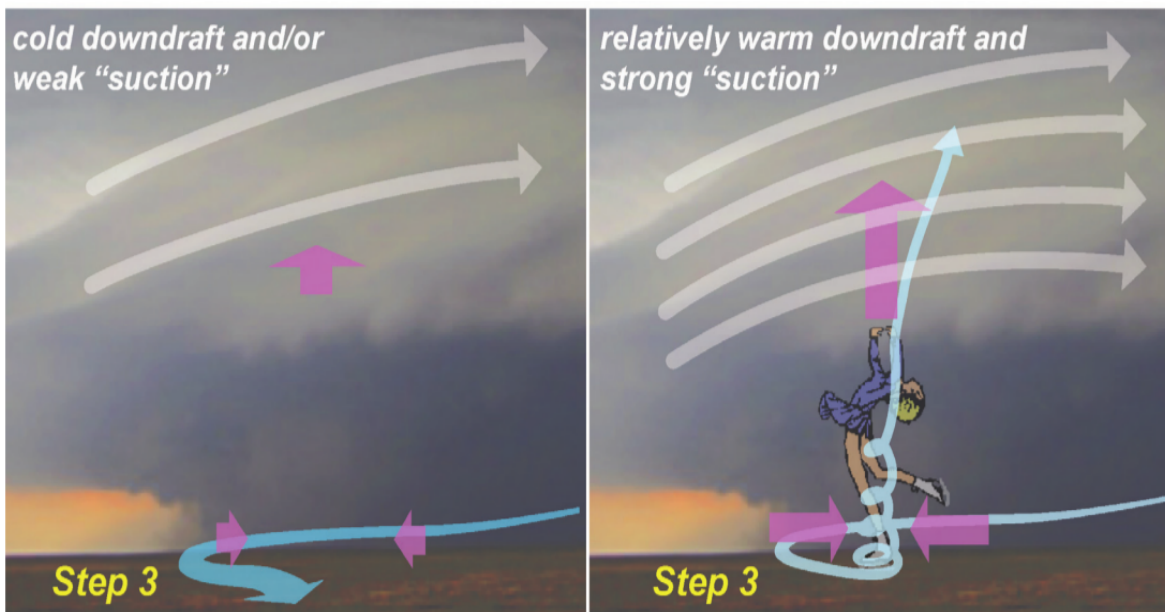


Figura 1.3. Último paso en la tornadogénesis supercelda. Tomado de Markowski & Richardson (2013).

1.3 Tornados en México

Los tornados no sólo existen y han existido en México, sino que son frecuentes en todo el territorio nacional y al paso de los años se ha podido recolectar evidencia de ellos (Macías, 2001). Sin embargo, México carece de una base de datos oficial que cuantifique y caracterice dichos fenómenos. En un intento por estudiar

tornados en el país, Macías & Avendaño en 2013, realizan una climatología que comprende el periodo de 2000 - 2012, reportando un promedio de tan solo 9.7 tornados por año.

En estudios recientes (Carbajal *et al*, 2019) se recopila información de la ocurrencia de tornados en México, apoyándose de plataformas como YouTube, Twitter y Facebook, revelando un incremento en la estadística previa con 30, 50, 46 y 58 tornados para los años 2014, 2015, 2016 y 2017, respectivamente. Hecho que los investigadores relacionan con el aumento de la tecnología y el acceso a internet que se ha ido experimentando a lo largo del tiempo; aseverando no un incremento de tornados por año sino una mayor capacidad para la población de dar a conocer los casos.

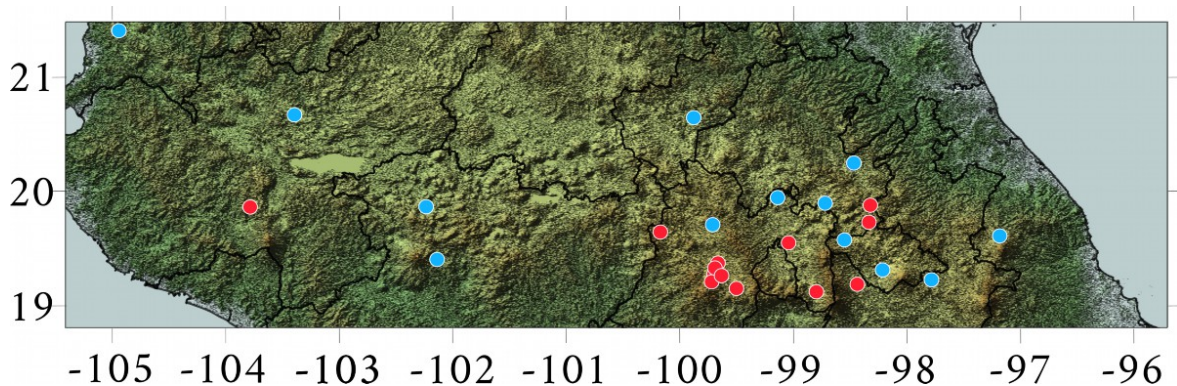


Figura 1.4. Tornados ciclónicos (círculos rojos) y anticiclónicos (círculos azules) en el periodo 2010-2017. Información tomada de Carbajal *et al*, 2019.

Carbajal *et al*, en 2019, descubren que a lo largo de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) ocurre, aproximadamente, el 40% de los tornados que se desarrollan en el país. Una cifra muy importante considerando que hasta hace poco se pensaba que México no presentaba condiciones favorables para la tornadogénesis. En el mismo estudio, y tras el análisis de siete años de material videográfico, los autores sugieren que existe una probabilidad similar de que el giro del tornado desarrollado en la FVTM sea ciclónico o anticiclónico, es decir, un 50 % para cada sentido de rotación (Figura 1.4). Estadística contrastante a lo que

ocurre en otras latitudes, por ejemplo, en Estados Unidos, donde más del 99 % de los tornados giran ciclónicamente, mientras que la ocurrencia de tornados anticiclónicos es de sólo 1 por cada 700 (Wakimoto, 1983).

1.4 Tornados anticiclónicos

Fujita en 1977 discute los aspectos básicos, hasta aquel entonces conocidos, de los tornados anticiclónicos. Por medio de experimentos de laboratorio reconoce que el sentido de rotación de un tornado está sujeto principalmente al tipo de vorticidad generada cerca del suelo. “Es necesario encontrar vorticidad anticiclónica en superficie para generar tornados anticiclónicos”.

Por lo regular, sólo los tornados no supercelda, además de otros vórtices columnares de escala pequeña, presentan un sentido de rotación anticiclónico; mientras que los tornados anticiclónicos en una supercelda suelen localizarse dentro de la corriente descendente del flanco trasero (RFD, por sus siglas en inglés). Al contrario, no es habitual (pero es posible) el desarrollo de este tipo de tornados relacionados a mesoanticiclones (Barinov, 2010).

Pocos estudios han explorado las condiciones necesarias para el desarrollo de un tornado de giro anticiclónico, uno de ellos fue Tyrrel en 2009, quien realiza un análisis de las características de un tornado de este tipo ocurrido en Irlanda, utilizando diferentes datos entre ellos cartas sinópticas, estaciones meteorológicas y radiosondeos. Tyrrel concluye que el giro anticiclónico de aquel tornado estuvo sujeto a diferencias de velocidad en el viento en un perfil vertical debido a la topografía y a diferencias de temperatura en superficie relacionadas al uso de suelo.

Bajo este contexto, Fujita también había relacionado ya la formación de tornados con una topografía compleja. Forbes y Bluestein (2001), sintetizan esta información concluyendo que los tornados desarrollados a los costados de una montaña tienden a ser más intensos. Los autores comprueban que la orografía no es un factor suficiente para frenar un tornado. Finalmente, consideran que la

orografía compleja induce cualidades generadoras de tornados como la Zona de Convergencia de Denver.

Por otra parte, en Estados Unidos, los tornados supercelda ciclónicos tienden a ser más comunes porque las superceldas ciclónicas que se desplazan hacia la derecha son más comunes respecto a la que presentan un desplazamiento hacia la izquierda, esto debido a que la hodógrafa obtiene un giro anticiclónico, resultando en mayor helicidad relativa a la tormenta y por ende, mayor capacidad para desarrollar el giro (Markowski & Richardson, 2010); por lo que la tormenta le otorga el signo del giro al tornado. Sin embargo, cuando el ambiente de tornadogénesis es no-supercelda, podemos restringir y simplificar la tornadogénesis considerando, únicamente, que los vientos presentes en el tornado se encuentran en un balance ciclostrófico, en el cual, la fuerza centrífuga es mayor a la fuerza de Coriolis. Aunado a esto es posible observar tornados con un giro anticiclónico, tal es el caso de los eventos desarrollados en la FVTM.

En la atmósfera, podemos localizar diferentes sistemas que presentan rotación en el plano horizontal, tal es el caso de los tornados. En consecuencia, los estudios de meteorología suelen enfocarse en el análisis de la componente vertical de las vorticidades relativa y absoluta (Martin, 2006), siendo la vorticidad planetaria la diferencia entre ambas. Específicamente, considerando la vorticidad relativa, se puede definir como el rotacional de una velocidad relativa (Holton, 2004), o, por su expresión matemática como $\zeta = \hat{k} \cdot \nabla \times \vec{V} = \frac{dv}{dx} - \frac{du}{dy}$; bajo un simple análisis de las componentes del viento, se puede demostrar que regiones de ζ positiva se relacionan con flujos ciclónicos, mientras que regiones de ζ negativa están ligadas a giros anticiclónicos (Holton, 2004).

1.5 Simulación numérica de tornados

Uno de los retos más grandes dentro de las ciencias atmosféricas es la correcta aplicación de los modelos numéricos para realizar simulaciones de eventos meteorológicos y su precisa interpretación. Ante todo, cuando se pretende simular

tornados, la resolución utilizada se convierte en un aspecto importante (Snow, 1987). Se conoce que la modelación numérica de tormentas comenzó alrededor de la década de los 70's con modelos simples y bidimensionales, posteriormente, fueron sustituidos por modelos más complejos y tridimensionales como el modelo WRF que es distinguido por ser uno de los modelos de mesoescala más utilizados en el mundo.

En la última década, han sido publicados trabajos en donde realizan simulaciones numéricas de tornados, por ejemplo, Litta *et al* en 2010, utilizan el modelo WRF con su núcleo dinámico NMM, y realizan experimentos a una resolución de 3 Km intentando simular un tornado ocurrido en el año 2007 en los alrededores de Ludhiana, India. El interés del trabajo fue examinar diferentes índices de estabilidad como la Energía Potencial Convectiva Disponible, Índice Total de Totales y el Índice de Elevación, indicadores del desarrollo de superceldas. Con el análisis de dichos índices determinan un buen desempeño para el modelo logrando representar, exitosamente, parámetros meteorológicos como la humedad relativa, temperatura y convergencia de humedad. Otros parámetros como la ubicación y la hora también fueron bien representados por el modelo.

Durante la primavera del 2011 a lo largo de Carolina del Norte, Carolina del Sur y Virginia comenzó el desarrollo de una serie de tormentas supercelda que desencadenaron alrededor de 40 tornados. Fred, *et al* en 2012 investigaron el suceso realizando simulaciones con un modelo tipo LES (Large Eddy Simulation) llamado Sistema de Simulación de Área Terminal (TASS, por sus siglas en inglés) construyendo dominios con una resolución de 100 m en la vertical y 125 m en la horizontal. La supercelda resultado de los experimentos, exitosamente exhibió características clásicas de una supercelda incluyendo las corrientes ascendentes y descendentes (updrafts y downdrafts, en inglés) necesarias en la tornadogénesis. La estructura del tornado también fue bien representada a pesar del grosor de la malla considerada; se pudo detectar la circulación de los tornados en un plano horizontal encontrándose un par ciclónico-anticiclónico.

Por su parte, Das *et al*, en 2015 estudian un tornado más generado en Brahmanbaria en Bangladesh el 22 de marzo del 2013; los investigadores recurren al modelo WRF configurando dominios con una resolución de 3 y 1 Km para el dominio madre y anidado respectivamente. Los resultados apuntan un desfase en el tiempo de aproximadamente 40 minutos entre el inicio de la tormenta simulada y observada, así como un desfase espacial de 0.5°. Sin embargo, los resultados obtenidos de los valores de CAPE, SRH, velocidad vertical, vorticidad potencial, etc., arrojaron hallazgos interesantes aumentando la capacidad para el futuro pronóstico de un tornado.

Una reciente y muy importante contribución fue ejecutada por León-Cruz *et al* en 2019, quienes analizan el papel que juega la topografía en la generación de tornados sobre la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) por medio de simulaciones numéricas con el modelo WRF-ARW. Se configuraron dominios de 9, 3 y 1 Km para dos tornados ocurridos casi en el mismo sitio, pero en diferentes años. Con el fin de cumplir con los objetivos, dos experimentos fueron realizados con topografía suavizada al 90%. Los resultados revelaron que la topografía influye en el movimiento de los flujos de humedad, así como en la intensificación de las condiciones de inestabilidad necesarias para la tornadogénesis. Además, concluyen que, si bien la tormenta depende de factores sinópticos y de mesoescala, ésta es impulsada al final por circulaciones moderadas por la topografía.

1.6 Circulaciones locales y orografía

La mayor parte de los tornados en Estados Unidos se desarrollan sobre un terreno plano, y su relación ha sido bien estudiada (Bluestein, 2000), no obstante, en otros lugares del mundo las condiciones de la superficie son muy distintas.

Uno de los factores más importantes que modifican la circulación atmosférica y regulan el clima es la orografía. En México las zonas montañosas ocupan, aproximadamente, el 47% de la superficie nacional (Instituto Nacional de Ecología, 2009). El Servicio Geológico Mexicano (SGM) clasifica dichos sistemas

montañosos y entre estas clases se encuentra la llamada Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) misma que se localiza entre los 19° y 21° N y se extiende desde las costas del Pacífico hasta las costas del Atlántico. La FVTM incluye las montañas más altas de México como el Volcán Pico de Orizaba, Volcán Popocatepetl, Volcán Iztaccihuatl, Volcán Nevado de Toluca, entre otros.

La compleja orografía dentro del territorio nacional provoca un cambio en el flujo de viento ya que funge como barrera y como fuente de calor y sumideros fríos (Steinacker, 2007) que dan paso a cambios en la energía potencial y la energía cinética conforme una parcela de aire sube la ladera de la montaña hasta un punto máximo. Por otra parte, si una parcela de aire es elevada a lo largo de una vertiente montañosa que se presenta como una rampa, es decir, a barlovento, se iniciará la formación de nubes y, si la humedad es suficiente, precipitación; fenómeno comúnmente conocido como efecto Foehn. Así mismo, si el flujo logra atravesar la barrera montañosa por lugares estrechos, este puede encañonarse y avanzar con mayor velocidad.

Investigaciones realizadas por Church & Snow (1993) y Bluestein (2016) afirman que las características y el grado de suavidad de la superficie en donde se forman los vórtices que desencadenan tornados influye ampliamente en la naturaleza del flujo y su intensidad, sin embargo el tipo de tornado también influirá en qué medida es afectado por las condiciones de terreno (Matsui, & Tamura, 2009), ya que bajo ciertas condiciones el tornado también podría verse afectado negativamente por dicha rugosidad (Nasir & Bitsuamlak, 2018).

1.7 Planteamiento del problema

Debido a que un tornado es parte de una tormenta severa, y éstas ocurren alrededor de todo el mundo, los tornados no se limitan a una ubicación geográfica en específico. Los tornados han sido documentados en todos los continentes, excepto en Antártica, y aún ahí su desarrollo, no es imposible (NOAA, 2010).

Sin embargo, algunas partes del mundo son más propensas a presentar condiciones favorables para la tornadogénesis. Cuantificando el desarrollo de tornados en el mundo, Estados Unidos lidera la lista, con un promedio de más de 1,000 eventos registrados cada año (NOAA, 2010). Debido a esto y al bajo número de tornados que México desarrolla, hoy en día se cuenta con escasa información acerca de la dinámica de un tornado en estas latitudes. Por lo tanto, no se podría pensar que las condiciones dinámicas que existen detrás de un tornado en E.U. sean las mismas a las presentes en México o en otra parte del mundo. Factores locales como la orografía, dinámicos como la Fuerza de Coriolis, meteorológicos como los flujos de aire húmedo provenientes del Golfo de México deben influir en el desarrollo de tornados en México.

Es importante entonces comenzar a definir las condiciones necesarias para la tornadogénesis, considerando principalmente la porción central de México, zona con una concentración alta de tornados en el país (León-Cruz et al, 2019). Además del análisis de los factores que influyen para que el giro del tornado resulte anticiclónico, y de esta forma, poder obtener la primera aproximación a una radiografía de un tornado anticiclónico.

1.8 Hipótesis

Al analizar el campo de viento en un flujo anticiclónico, se calcula una componente vertical de la vorticidad relativa con signo negativo, es decir, al realizar el producto vectorial la resultante apunta hacia abajo (en un plano vertical). Por lo que se esperaría dentro de la estructura de un tornado anticiclónico flujos descendentes que estarían transportando ciertas propiedades de altura hasta la superficie.

1.9 Objetivos

En este trabajo se propusieron los siguientes objetivos:

- Realizar simulaciones en el modelo Weather Research and Forecasting (WRF) a una resolución de 250 m de tres tornados anticiclónicos.

- Describir diferentes variables meteorológicas que estuvieron presentes durante el evento anticiclónico, definiendo de esta forma la estructura del tornado.
- Relacionar los patrones encontrados dentro de las variables meteorológicas con las condiciones de terreno explicando el giro anticiclónico.

Estructura de la tesis

El trabajo está dividido en seis capítulos, en este primero se inicia con una introducción en el que se incluyen los objetivos y la hipótesis de la investigación; el segundo define la región de estudio y sus particularidades; la metodología utilizada para la revisión de los casos se localiza en el capítulo tres; en el capítulo cuatro se encuentran los resultados obtenidos; la discusión en el quinto; en el último capítulo se muestran las conclusiones.

CAPÍTULO 2

REGIÓN DE ESTUDIO

2.1 Ubicación geográfica

La región de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) se encuentra localizada en la porción central de República Mexicana, y que cubre el área desde los 18°N, 106°W a los 22°N, 96°W. La FVTM recorre de este a oeste el país iniciando con el estado de Veracruz y finalizando con los estados de Nayarit y Jalisco.

En este trabajo se analizaron tres tornados anticiclónicos (Figura 2.1), el número uno ubicado al norte del Estado de México sobre Tequixquiac; el número dos en el centro del estado de Querétaro sobre Cadereyta de Montes y el número tres sobre Chiautempan al centro-sur de Tlaxcala. Los tres tornados ubicados en la porción este de la FVTM.

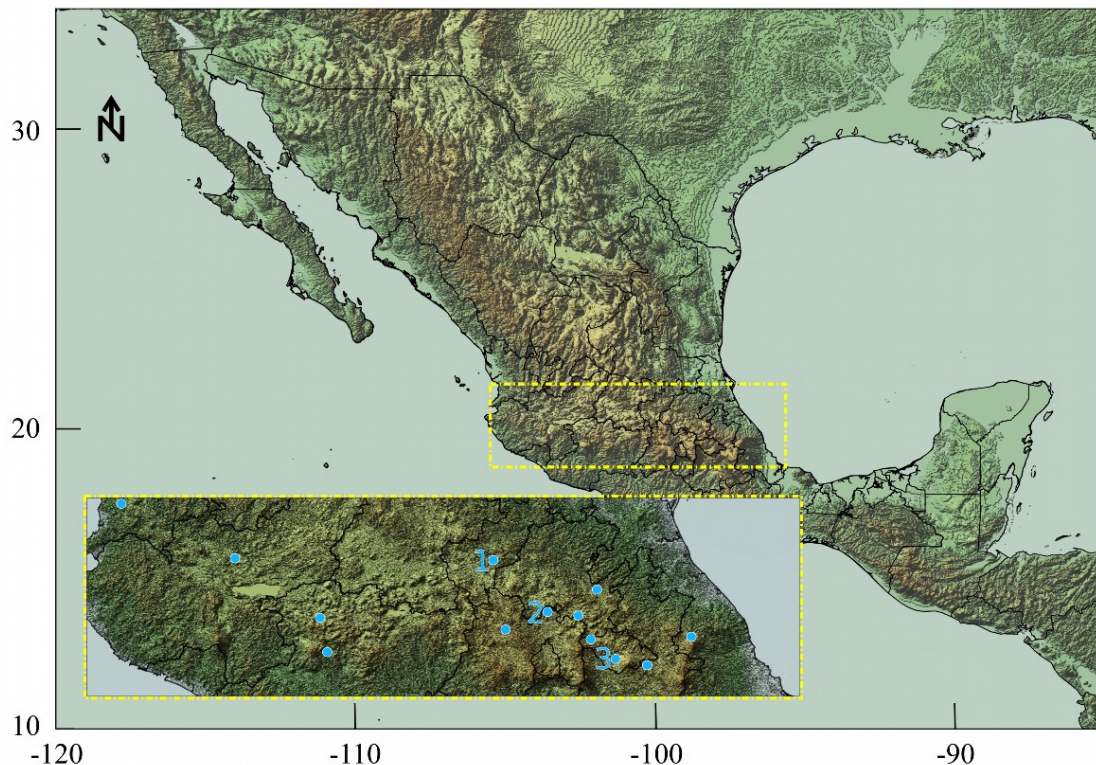


Figura 2.1. Zona de estudio con los tornados anticiclónicos confirmados en el periodo 2010-2017. El número uno pertenece al tornado en Cadereyta de Montes,

Querétaro, el número dos al tornado en Tequixquiac, Estado de México y el número tres al caso de Chiautempan, Tlaxcala.

2.2 Topografía

La FVTM corresponde a uno de los arcos volcánicos más complejos de la región circum-Pacífica (Ferrari, 2000). Dicha zona es distinguida por una topografía irregular ya que está constituida por, aproximadamente, 8000 estructuras volcánicas (Gómez-Tuena *et al*, 2005) incluyendo las montañas más altas de México como el Volcán Pico de Orizaba, Volcán Popocatepetl, Volcán Iztaccíhuatl, Volcán Nevado de Toluca, entre otros. El rango de elevación oscila entre los 5000 y los 200 metros sobre el nivel del mar (msnm) a lo largo de toda la región.

La zona mantiene una distribución preferencial Este-Oeste, Oeste Noroeste-Este Sureste, en su porción central-oriental y occidental respectivamente, misma que forma un ángulo de 16° respecto a la Trinchera Mesoamericana (Gómez-Tuena *et al*, 2005).

2.3 Geología

Se caracteriza por ser una enorme masa de rocas volcánicas de todos tipos, acumulada en innumerables y sucesivas etapas, desde el Mioceno hasta el Holoceno la integran grandes sierras volcánicas, coladas lávicas extensas, conos dispersos o en enjambres, volcanes tipo escudo de basalto, estratovolcanes, depósitos de arena y ceniza. PDF

Pasquaré *et al* (1986) dividen la FVTM en tres sectores principales: occidental, central y oriental. En el sector occidental se localizan rocas alcalinas y calcáreas alcalinas y se encuentra dominado por la unión Colima-Chapala-Tepic, además se encuentran estratovolcanes y complejos de domos dacítico riolíticos, así como por centros monogenéticos basálticos.

Por otro lado, el sector central es caracterizado por estrato volcanes andesíticos y dacíticos raros y calderas silíceas, y un campo de volcanismo monogenético de afinidad predominantemente alcalino-calcárea. En medio del rift de Colima y el

sistema de fallas Taxco-Querétaro, se localiza el campo volcánico Michoacán-Guanajuato en donde también hay volcanes escudo de composición basáltica.

Por último, el sector oriental se caracteriza por estratovolcanes andesíticos-dacíticos con firma geoquímica alcalina-calcificada, además de calderas y complejos de domos de composición de andesítica a riolítica alineados a lo largo de estructuras corticales, mientras que los volcanes monogenéticos de composición basáltica representan sólo una pequeña fracción del volumen de magma emplazado.

2.4 Climatología

El clima dentro de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) no es único. Toda la superficie que abarca la región, la latitud, la orografía, su distribución de tierras y cuerpos de agua, además de su cercanía con las costas del Pacífico y del Golfo de México, las corrientes marinas, así como las tormentas y sus trayectorias influyen directamente en la climatología de la zona. Zepeda (2005) en un estudio sobre la climatología de México distingue once regiones climáticas, la FVTM forma parte de seis de ellas (Figura 2.2).

La región tres llamada Pacífico Central está caracterizada por un clima cálido húmedo por sus cercanías a la costa. La zona presenta un régimen de precipitación de carácter estival con hasta 1500 mm al año y una disminución durante el invierno con solo 200 mm (Zepeda, 2005), aspecto que obedece a los vientos alisios dominantes y característicos de las zonas más orientales de México y que sufren desviaciones a causa del relieve, por otra parte, durante el verano y principios de otoño se es más propenso el acercamiento de algún ciclón tropical. La temperatura durante el verano implica valores por arriba de los 30°C en costa, pero en las partes más elevadas la media se mantiene de 18°C. En la temporada de invierno las condiciones cambian a valores medios de entre 18 y 22°C y de 12°C en la sierra. Los tipos de climas se distribuyen en pisos térmicos, es decir, por el perfil de altura, se dicen cálidos desde el nivel del mar hasta 900 m de altitud, hasta los 1600 m semicálidos, y hasta los 2500 m templados, para mayor altura son semifríos.

La región nueve (Pacífico Central), muestra características similares a la región tres; se ve afectada por la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) al desplazarse hacia el norte produciendo una gran inestabilidad del aire denotando un máximo de precipitación en julio y agosto que se combina al común desarrollo de perturbaciones tropicales que tiene una temporada que inicia el 15 de mayo y concluye el 30 de noviembre para el Océano Pacífico.

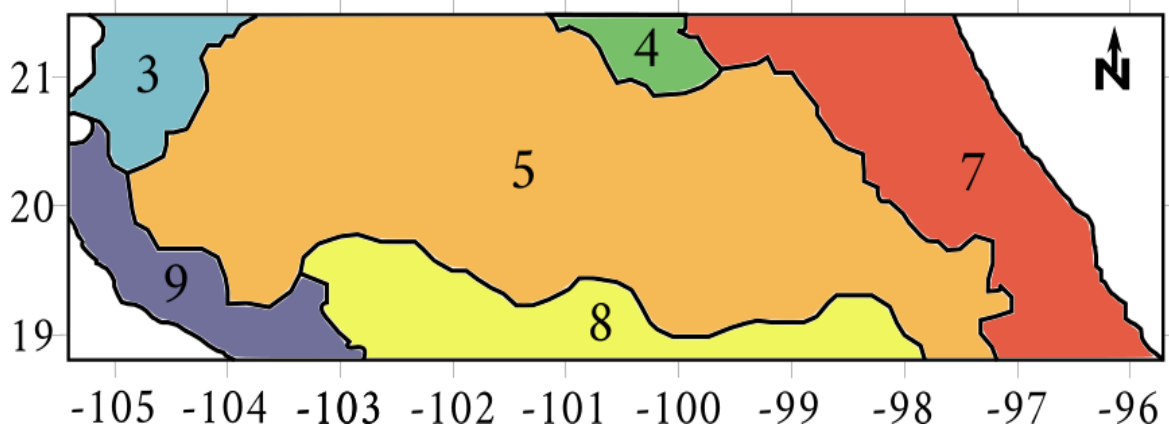


Figura 2.2. Regiones Climatológicas de México en el área de la FVTM. 3.-Pacífico Central, 4.-Norte, 5.-Centro, 7.-Golfo de México, 8.-Cuenca del Balsas y Valles de Oaxaca, 9.-Pacífico Sur. Información tomada de Zepeda (2005).

La FVTM ocupa, únicamente, una pequeña porción sur de la región climatológica número cuatro (región Norte) misma que es afectada por el fenómeno meteorológico de la Canícula o sequía Interestival en donde la estación lluviosa presenta un mínimo de precipitación situada entre dos máximos bien marcados.

La región cinco o región del Centro comprende la mayor parte de la FVTM. La temperatura media en toda la zona varía y depende, principalmente, de las condiciones del relieve. Los tipos de climas varían entre cálidos y templados y fríos según sea el caso de valles y montañas. La temporada cálida se presenta en los meses de abril a septiembre con mayo y junio como los meses con las temperaturas mayores; para octubre la temperatura comienza a disminuir para iniciar la temporada fría y seca. Está región se encuentra dentro del dominio de los vientos alisios del noreste, los cuales son modificados por la marcada y variante orografía,

este hecho se refleja en contrastes de humedad muy marcados entre los valles y las zonas más altas (Zepeda, 2005).

Por otro lado, la región siete, también conocida como región del Golfo de México. Los climas más cálidos inician desde el nivel del mar hasta los 1000 m de altitud, en donde la temperatura suele ser mayor a los 30°C. En el inicio de la Sierra en donde la altitud es entre los 1000 y 2000 m, el clima es semicálido, de 3000 a 4000 se refieren a los semifríos y alturas por arriba de los 4000 m, por ejemplo, el Pico de Orizaba, el clima es muy frío con temperaturas medias anuales del orden de los 5°C.

Durante el verano la precipitación está regulada, principalmente, por la llegada de la temporada de huracanes que inicia el 1 de junio y se extiende hasta el 30 de noviembre para el océano Atlántico, dichas perturbaciones ciclónicas introducen abundante humedad en la troposfera media aumentando la cantidad lluvia. Así mismo, esta región se localiza dentro del dominio de los vientos alisios del noreste, los cuales son desviados por el anticiclón de las Bermudas-Azores aportando humedad a la zona. Por otro lado, durante el invierno, la corriente en chorro polar se desplaza hacia el sur, ayudando a que masas de aire polar provenientes del sur de Canadá y norte de los Estados Unidos se desplacen hacia el sur afectando esta región con los llamados Nortes y Frentes Fríos.

CAPÍTULO 3

DATOS Y METODOLOGÍA

3.1 Modelación numérica

Para llevar a cabo los objetivos de este trabajo se realizaron una serie de simulaciones numéricas con el modelo de mesoescala Weather Research and Forecasting (WRF) en su versión 4.0.3 con algunas variaciones intentando adecuarlo y hacerlo funcional para resoluciones menores a un kilómetro. Las simulaciones realizadas comprenden el propósito de tener un panorama más claro de la dinámica presente en tornados anticiclónicos. En la siguiente sección se describe la metodología completa utilizada en esta investigación.

3.2 Modelo Weather Research and Forecasting (WRF)

El modelo Weather Research and Forecasting (WRF) es un modelo numérico de mesoescala utilizado en la investigación y predicción meteorológica, que intenta resolver las ecuaciones que describen los patrones de circulación existentes en la atmósfera.

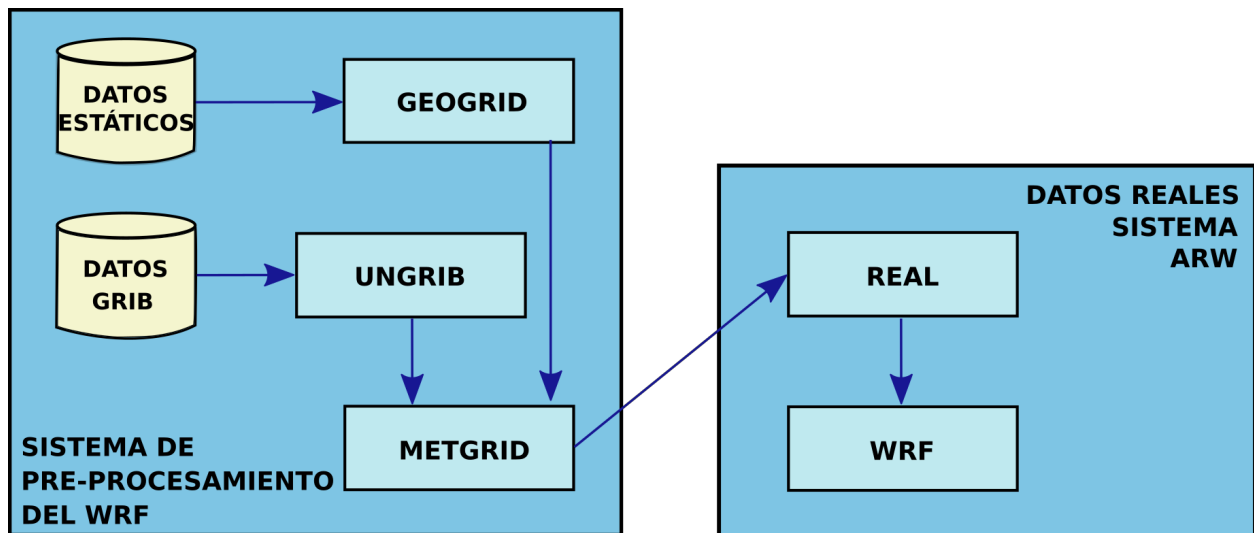


Figura 3.1. Esquema de funcionamiento, módulos y desarrollo del modelo WRF (Skamarock *et al*, 2018).

EL WRF está formalmente respaldado por el Centro Nacional de Investigación Atmosférica (NCAR, por sus siglas en inglés), sin embargo, el modelo ha sido modificado y ha aceptado contribuciones de diversos investigadores alrededor de todo el mundo, consolidándose, así como un modelo capaz de ser aplicado para resolver distintas problemáticas del sistema Tierra. (Powers *et al*, 2017)

La dinámica del modelo WRF responde a cómo el modelo resuelve los flujos atmosféricos y para ello cuenta con dos núcleos: el Advance Research WRF (ARW) y en Nonhydrostatic Mesoscale Model (NMM). El núcleo ARW es un subconjunto del sistema WRF que abarca esquemas de física, opciones numéricas y dinámicas, rutinas de inicialización además de un paquete de asimilación de datos, admitiendo simulaciones atmosféricas a través de escalas que van desde decenas de metros hasta una escala global (Skamarock *et al*, 2018). El general, el modelo WRF está integrado por 2 módulos principales, mismos que se describen a continuación.

WRF Pre-processing System (WPS)

El WPS recopila un conjunto de programas que toma datos terrestres y meteorológicos (previamente proporcionados por el usuario) y se divide en tres sub-módulos:

- **Geogrid.** - De forma manual se define la malla, su resolución y su proyección, así como la ubicación de las mallas anidadas. En este paso se interpolan horizontalmente los datos estáticos (topografía, uso de suelo, albedo, parámetros urbanos, etcétera) a las mallas previamente establecidas.
- **Ungrib.** - Extrae y decodifica los datos meteorológicos requeridos, de formato GriB a un formato binario propio del modelo.
- **Metgrid.** - Se interpolan horizontalmente los datos en binario obtenidos en el ungrib a la configuración de los dominios establecida en el geogrid.

Advance Research WRF (ARW)

Se refiere al módulo principal del modelo, se divide en tres submódulos:

- **Ideal.** - Como su nombre lo indica, es utilizado para simulaciones idealizadas.
- **Real.** - Utilizado en simulaciones reales; utiliza los campos producidos en el módulo WPS, interpolando los datos verticalmente a coordenadas eta (η).
- **Wrf.** - Se realiza la integración numérica del modelo incorporando esquemas de parametrización. Los resultados de las simulaciones obtienen, por lo general, un formato netCDF.

3.3 Adaptación del modelo WRF

El modelo WRF es conocido como uno de los más importantes y ampliamente usados para resolver fenómenos meteorológicos con una resolución horizontal de 2 hasta 2000 Km, sin embargo, un tornado se encuentra inmerso dentro de la microescala según la clasificación de Orlanski (1975) en la cual encajan perturbaciones atmosféricas de entre 20 metros (o menos) hasta 2 kilómetros y de 1 a 60 minutos de duración. Por esta razón fue indispensable el cambio de los datos estáticos del modelo, que originalmente cuentan con un kilómetro de resolución, por otra fuente de datos que considerara una malla más fina. Los pasos del reemplazo del uso de suelo fueron:

1. Se descargó la información de Uso de Suelo del INEGI en formato *shape* y fue reclasificado según la metodología de Rivera (2018).
2. Por medio de un Sistema de Información Geográfica (Qgis) se *rasterizó* la capa *shape* generando un archivo en malla con formato TIFF.
3. Para poder introducirlo el archivo al modelo se convirtió de TIFF a un formato binario y se añadió a la carpeta *geog* en donde se localizan todos los datos geográficos-estáticos de entrada.

Respecto a la topografía el proceso fue el siguiente:

1. Se utilizaron los datos de elevación digital conocidos como SRTM 90m (Shuttle Radar Topographic Mission) que originalmente poseen un formato TIFF.
2. Se realizó la conversión de formato por medio de GDAL a binario.

3. Los datos poseen una malla de 6001 x 6001 celdas por lo que por medio de un programa de Python se eliminó la última fila y se añadió a la carpeta *geog*.

Por último, una vez que los datos de Uso de Suelo y de Topografía estuvieron dentro de la carpeta *geog* (la cual es llamada dentro del archivo *namelist.wps*) es necesario que el nombre y las rutas de los datos sea modificado en el archivo *GEOGRID.TBL* dentro de la carpeta *geogrid*, para poder ser leídos en el código del modelo.

3.4 Diseño de experimentos numéricos

Antes de comenzar con la integración del modelo fue necesario el diseño de los experimentos definiendo el número de dominios y su extensión, escala temporal, las parametrizaciones a considerar y las condiciones iniciales y de frontera.

Se realizó una simulación considerando tres dominios por evento de tornado y tres dominios para cada simulación respetando la relación 1:4 para cada uno (Figuras 3.2-3.4). Un dominio madre (D01) con una resolución horizontal de 4 km, una malla de 150 x 100 puntos que cubre una superficie de 240,000 km² y una resolución temporal de 60 minutos. Un primer dominio anidado (D02) con una resolución horizontal de 1 km, una malla de 93 x 93 puntos que cubre una extensión de 8,649 km² y con una resolución temporal de 60 minutos. Y un segundo dominio anidado (D03) a una resolución de 250 metros, una malla de 149 x 149 puntos abarcando un área de 1387.56 km² y salidas cada 10 minutos. Los dominios tienen una proyección de mapa tipo Lambert y 38 niveles eta en la vertical; esta información se encuentra sintetizada en la tabla 3.1.

Tabla 3.1. Características de los dominios considerados en la simulación de los tornados.

		D01	D02	D03
Puntos de malla	Dirección oeste-este	150	93	149
	Dirección sur-norte	100	93	149
Resolución espacial	Kilómetros	4	1	0.25
Resolución temporal	Minutos	60	60	10
Punto central	Tequixquiac, Edo Mex 29 de junio de 2017	19.957N-99.103O		
	Cadereyta de Montes, Qro. 06 de agosto de 2017	20.665N-99.849O		
	Chiautempan, Tlax. 27 de mayo de 2016	19.323N-98.182O		

En la tabla 3.2 se muestran las variaciones en las parametrizaciones físicas de los experimentos.

Tabla 3.2. Esquemas de parametrizaciones físicas utilizadas en las simulaciones numéricas.

Parametrizaciones		
Microfísica	mp_physics	Thompson graupel scheme
Radiación onda larga	ra_lw_physics	RRTM scheme
Radiación onda corta	ra_sw_physics	Dudhia scheme
Física en superficie	sf_sfclay_physics	Monin-Obukhov Similarity scheme
	sf_surface_physics	Thermal Diffusion scheme
Capa límite	bl_pbl_physics	YSU scheme
Cúmulus	cu_physics	Kain-Fritsch (new Eta) scheme
Niveles eta	e_vert	38

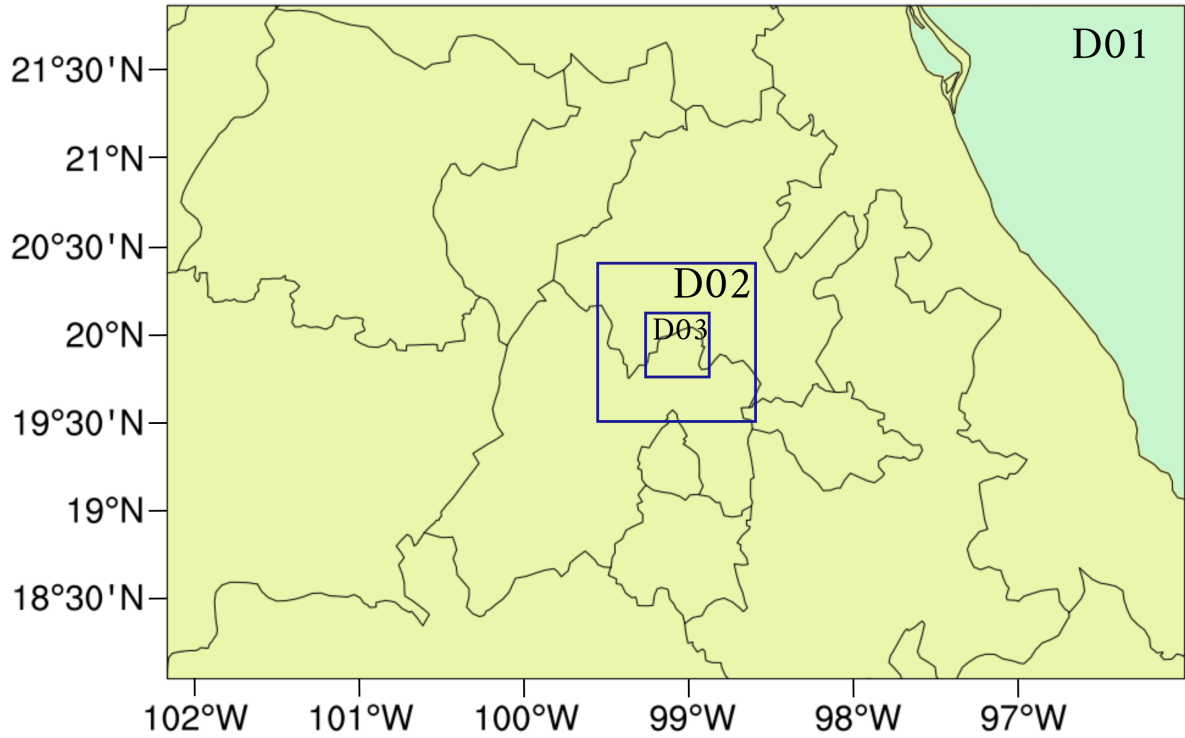


Figura 3.2. Dominios descritos en la Tabla 3.1, utilizados para el tornado en Tequixquiac, Estado de México.

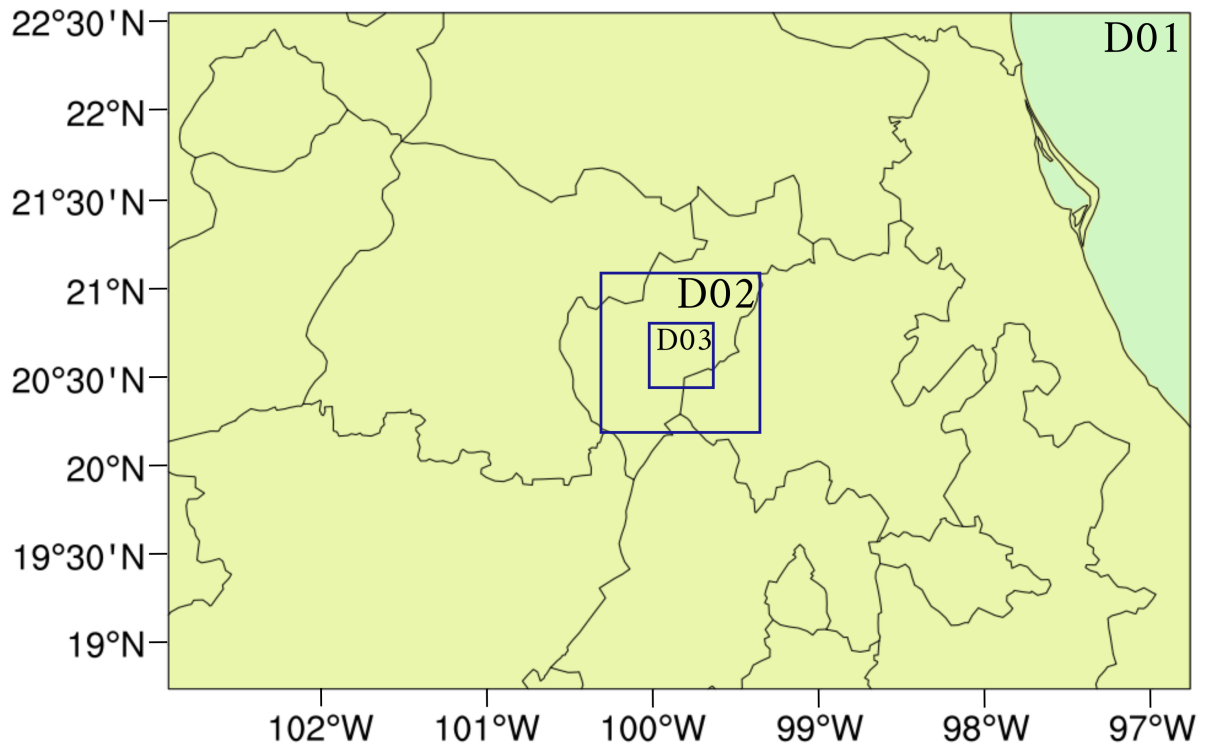


Figura 3.3. Como la figura 3.2 pero para el tornado en Cadereyta de Montes, Querétaro.

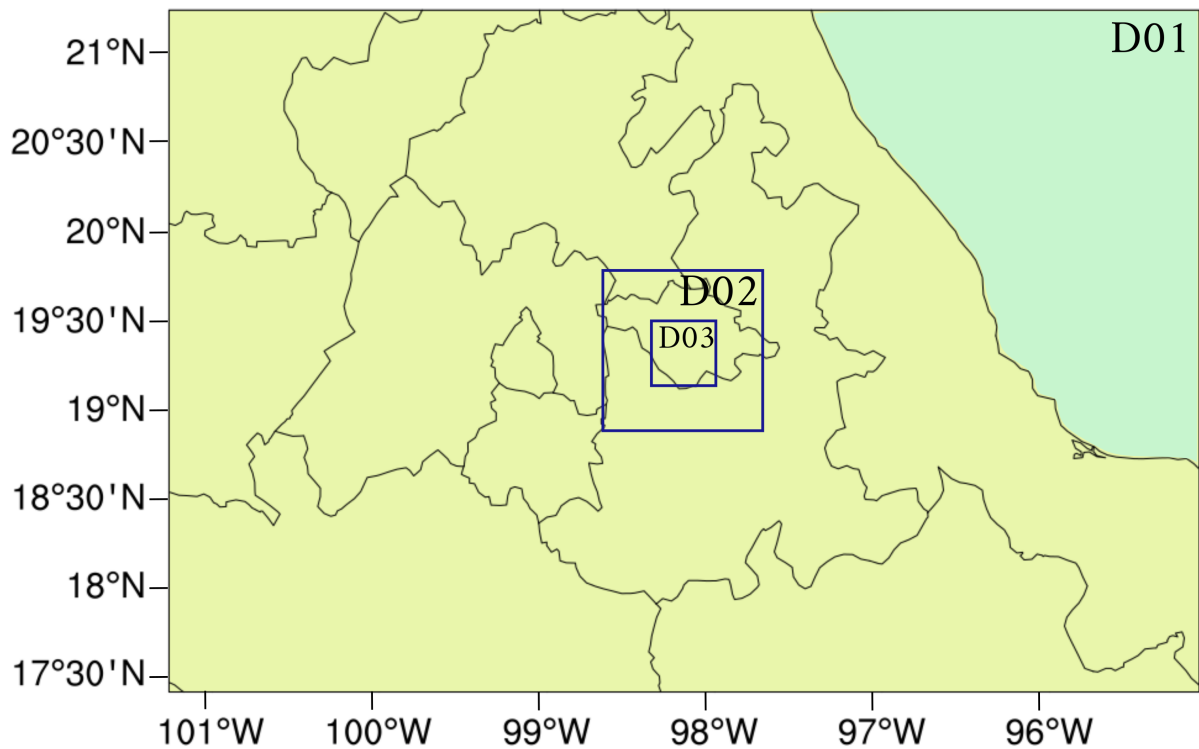


Figura 3.4. Como la figura 3.2 pero para el tornado en Chiautempan, Tlaxcala.

Se obtuvieron en total tres días de simulación iniciando, para todos los casos, un día antes y concluyendo un día después del evento de tornado dejándolos centrados en el tiempo.

3.5 Condiciones iniciales y de frontera

Análisis Global Operacional Final

Las condiciones iniciales y de frontera utilizadas para inicializar el modelo fueron los datos de Análisis Global Operacional Final (ds083.3)(NCEP, NWS & NOAA, 2015), los cuales cuentan con una resolución espacial de 0.25° y una resolución temporal de 6 horas. En esta investigación los datos seleccionados cubrieron los periodos del 26 al 28 de mayo del 2016, del 28 al 30 de junio del 2017 y del 5 al 7

de agosto del 2017 para los tornados de Tlaxcala, Estado de México y Querétaro, respectivamente.

Los datos FNL provienen del Sistema Global de Asimilación de Datos (GDAS, por sus siglas en inglés) que contiene datos observados del Sistema Global de Telecomunicaciones (GTS, por sus siglas en inglés) así como otras fuentes para diversos análisis. Entre las variables incluidas, se encuentran la presión en superficie, temperatura del aire, temperatura de punto de rocío, flujo de calor, presión reducida a nivel del mar, viento en superficie, humedad, precipitación, cortante del viento, vorticidad, etc. Estos datos se encuentran disponibles a partir del 8 de julio del 2015 (00Z) hasta la fecha actual

3.6 Validación de experimentos

Se realizó una interpolación bilineal al lugar en donde se desarrolló el tornado en cada simulación con el propósito de comparar los resultados obtenidos por el modelo con los datos de reanálisis ERA-5. Las variables comparadas fueron temperatura, humedad relativa y magnitud del viento. El análisis estadístico se realizó con algunos programas en lenguaje fortran y sus resultados se presentan en las tablas 3.3-3.5.

Las medidas de bondad de ajuste utilizadas fueron la raíz del error cuadrático medio (RMSE, por sus siglas en inglés), el coeficiente de correlación de Pearson (PEARSON) y el sesgo de los datos (BIAS) los errores se describen a continuación:

Raíz cuadrada del error cuadrático medio (RMSE)

La raíz del error cuadrático medio se refiere al promedio de la diferencia entre la variable simulada y observada elevada al cuadrado, y ayuda a un mejor entendimiento de la distribución del error. La expresión del RMSE es la siguiente:

$$RMSE = \sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - x_{iobs})^2}$$

donde

x_{iobs} es el valor de la variable observada

x_i es el valor de la variable simulada

n es el número total de datos

Coefficiente de Pearson (PEARSON)

La correlación de Pearson proporciona una medida de relación entre la serie de tiempo de datos observados y datos simulados; se habla de una perfecta correlación negativa cuando los datos son inversamente proporcionales, de esta forma el coeficiente es igual a -1, una perfecta correlación positiva se presenta cuando los datos son directamente proporcionales y resultado es igual a 1. Por último, se dice que no existe relación lineal alguna entre los datos cuando el valor del coeficiente es igual a 0. La correlación de Pearson es adimensional y su fórmula es:

$$\rho = \frac{\sum_{i=1}^n (x_{iobs} - \bar{x}_{iobs}) \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}_i)}{[\sum_{i=1}^n (x_{iobs} - \bar{x}_{iobs})^2 \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}_i)^2]^{1/2}}$$

donde

x_{iobs} es el valor de la variable observada

\bar{x}_{iobs} es el valor medio de la variable observada

x_i es el valor de la variable simulada

\bar{x}_{iobs} es el valor medio de la variable simulada

n es el número total de datos

Sesgo (BIAS)

El error medio o BIAS se define como la diferencia entre la variable simulada y observada, considerando el signo de la resta obtiene resultados positivos o

negativos que indican la tendencia del valor simulado a sobreestimar o subestimar el valor real. Su fórmula se expresa a continuación:

$$BIAS = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - x_{iobs})^2}$$

donde

x_{iobs} es el valor de la variable observada

x_i es el valor de la variable simulada

n es el número total de datos

Tabla 3.3. Medidas de bondad para la temperatura (en °C) y correlación de Pearson (adimensional) calculados para cada tornado.

Experimento	RMSE	PEARSON	BIAS
Tequixquiac, Edo Mex	1.29	0.42	3.02
Cadereyta de Montes, Qro.	1.41	0.70	4.59
Chiautempan, Tlax.	1.19	0.95	-2.12

Tabla 3.4. Medidas de bondad para la humedad relativa (en %) y correlación de Pearson (adimensional) calculados para cada tornado.

Experimento	RMSE	PEARSON	BIAS
Tequixquiac, Edo Mex	1.69	0.81	-5.64
Cadereyta de Montes, Qro.	1.71	0.76	13.09
Chiautempan, Tlax.	1.92	0.95	14.15

Tabla 3.5. Medidas de bondad para la magnitud del viento (en m/s) y correlación de Pearson (adimensional) calculados para cada tornado.

Experimento	RMSE	PEARSON	BIAS
Tequixquiac, Edo Mex	1.16	0.53	-0.10
Cadereyta de Montes, Qro.	0.98	0.57	0.45
Chiautempan, Tlax.	1.18	0.86	2.05

Se realizaron diferentes experimentos de sensibilidad modificando las parametrizaciones en cada uno de ellos; la configuración utilizada en este trabajo fue la que obtuvo los mejores resultados en la evaluación.

CAPITULO 4

RESULTADOS

Los tres casos de estudio en este trabajo fueron seleccionados dentro de la lista de tornados anticiclónicos publicada por León-Cruz et al (2019) considerando, principalmente, la disponibilidad de datos para su evaluación. Los tres tornados se localizan al este de la FVTM, en consecuencia, los resultados obtenidos en este trabajo pudieran tener sus limitaciones a tornados ocurridos en esta porción de la zona de estudio. Los casos de Estado de México y Querétaro se desarrollaron durante el verano del año 2017 mientras que el caso Tlaxcala a finales de la primavera del año 2016, por lo que los tres casos tuvieron condiciones estacionales similares.

4.1 Caso I: Tornado en Tequixquiac, Estado de México

El día 29 de junio de 2017 se registró un tornado de tipo no-supercelda (Figura 4.1) en las cercanías del municipio de Tequixquiac, Estado de México, muy próximo de Tula, Hidalgo.



Figura 4.1. Fragmento de un video del tornado, publicado por Tornados México en Twitter. Tomado de: <https://twitter.com/TornadosMexico/>

El tornado pudo ser captado por un automovilista que circulaba por la autopista Arco Norte alrededor de las 21:00 UTC (16:00 hora local) de aquel jueves 29. Surgieron, además, reportes a través de la aplicación Twitter, en donde varios usuarios subían fotografías y videos del evento.

4.1.1 Condiciones sinópticas

Para la mañana del 29 de junio el país se veía afectado por un sistema de baja presión que se localizaba de Norte a Sur al interior de la república, además del paso de las Ondas Tropicales No. 8 y 9 (SMN, 2017 a) que permitían la entrada de humedad y un ambiente de inestabilidad, provocando el desarrollo de tormentas y precipitación en los estados del centro de territorio Nacional. Por otro lado, al Norte de México una línea seca combinada con el mismo sistema de baja presión, generaban lluvia. Al mismo tiempo, se debilitaba en el Pacífico el Ciclón Tropical Dora (SMN, 2017 a).

Así mismo, en cartas sinópticas de altura geopotencial y vectores de viento realizadas con datos de reanálisis ERA 5, para las 21 UTC, se puede observar que el sistema de baja presión y las ondas tropicales antes mencionadas ocasionaban un patrón de convergencia principalmente en la Sierra Madre Occidental, además de la zona de la FVTM, en los niveles más cercanos a superficie (Figura 4.2 a y b).

Un sistema de alta presión desplazado hacia al oeste habitualmente en meses de verano, se encontraba afectando el noreste y centro del país proveyendo aire seco en niveles medios (Figura 4.2 c y d); esta condición y junto con el aire húmedo y cálido que traen consigo las OT del Océano Atlántico pudieron dar paso al mencionado ‘choque de masas’ descrito por Markowski & Richardson en 2010 y ser así el detonante del tornado en Tequixquiac.

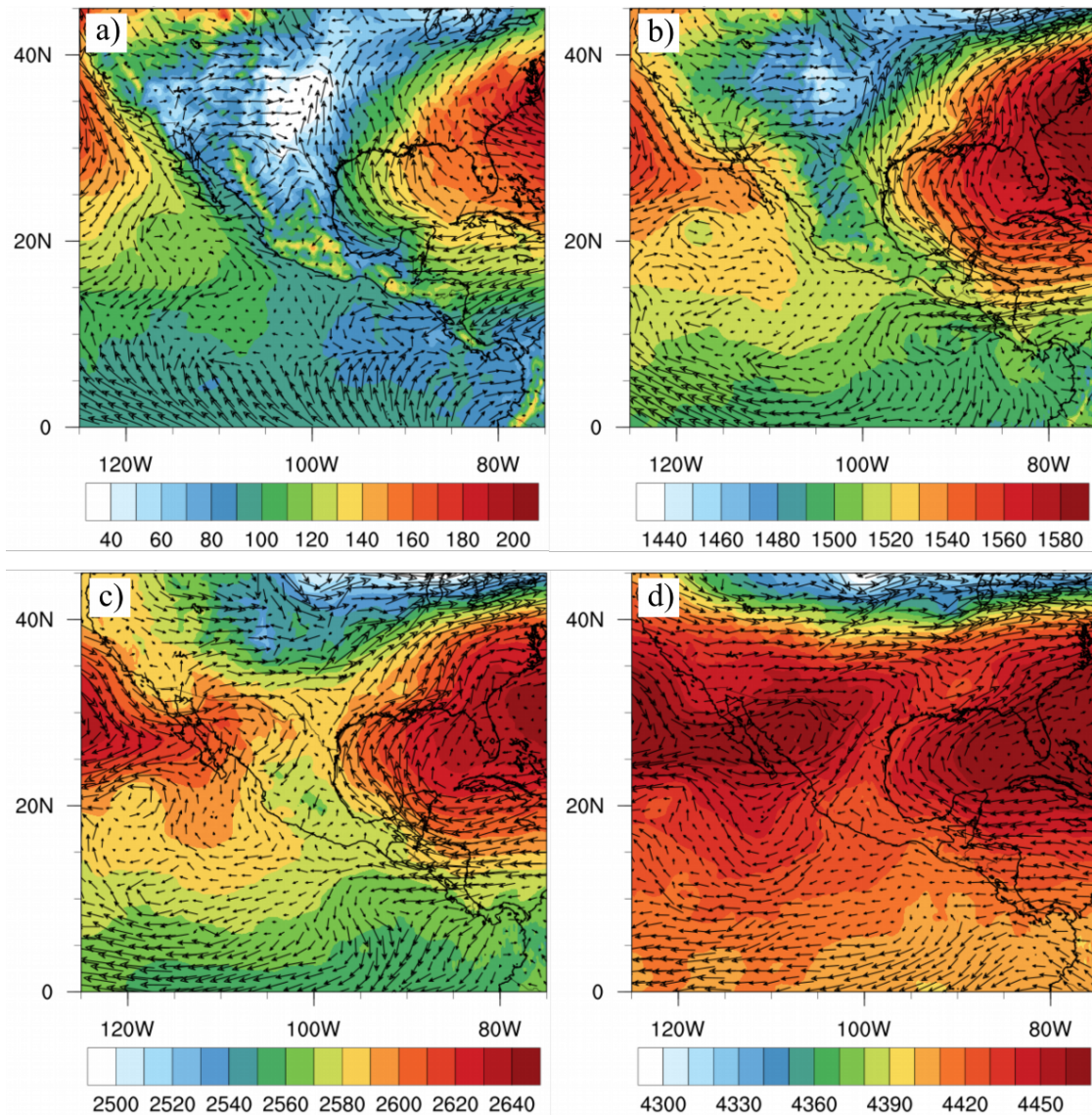


Figura 4.2. Carta sinóptica del 29 de junio del 2017 a las 21:00 UTC (16:00 hora local) que contiene la altura geopotencial (m) en la barra de colores y vectores de viento para los niveles de presión: a)1000 hPa, b)850 hPa, c)750 hPa y d)600 hPa (Datos de ERA5).

4.1.2 Simulación numérica

Campos en superficie

En la Figura 4.3 a y b, se muestran la temperatura y la humedad relativa con vectores de viento en superficie, en ella se puede observar una zona fría y húmeda (recuadro azul) que coincide en hora y sitio en el que fue reportado el tornado. El

viento, además, presenta un patrón de divergencia, asumiendo de esta forma, un descenso de aire de niveles superiores que bien pudiera estar altamente ligado con el sentido de rotación del tornado (anticiclónico).

Como ya se mencionó anteriormente, circulaciones anticiclónicas están vinculadas a una componente vertical de la vorticidad relativa de signo negativo ($\zeta < 0$) y ésta a su vez es predominante en corrientes de viento descendente. Es importante señalar que a pesar de encontrar otros sitios con temperaturas similares a la que se visualizan en el sitio del tornado, estos son influenciados por la topografía y no porque exista algún otro evento meteorológico en el lugar.

En la Figura 4.3 a y b, además, se puede observar una masa de aire relativamente frío y húmedo que se desplaza al suroeste y es predominante al norte del dominio, mientras que, en el resto, y sobre el Estado de México, la temperatura es más bien cálida y el viento prevalece con dirección hacia el noroeste. A pesar de que las condiciones que resultaron en la zona fría (recuadro azul) en donde fue reportado el tornado no se encuentra entre los límites de estas dos masas de aire, la cizalladura horizontal y el inicio de convección que pudo haber provocado, pudieron ser factores importantes en la generación de vórtices que dieron lugar al tornado anticiclónico.

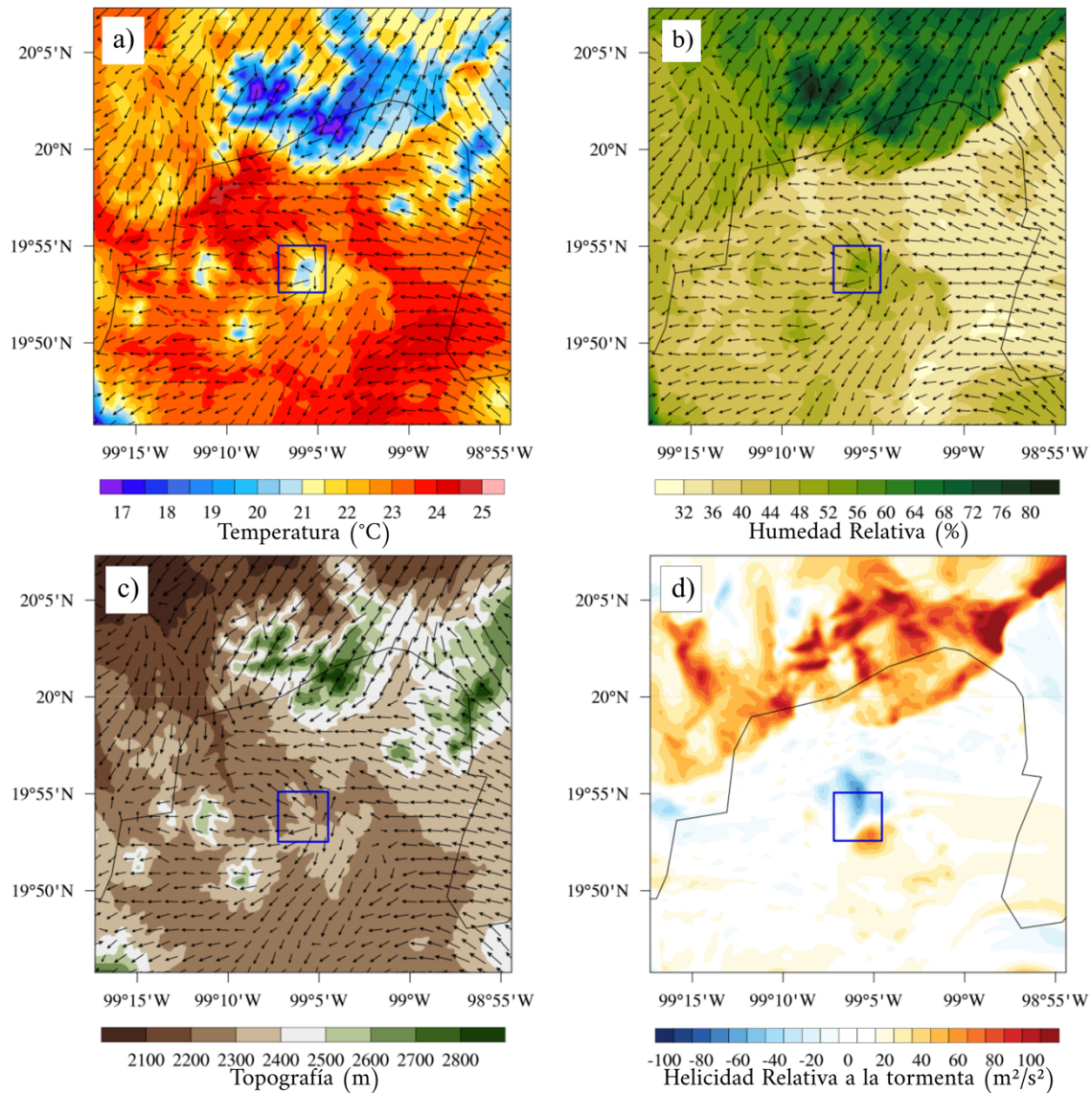


Figura 4.3. Campos de a) temperatura en superficie ($^{\circ}\text{C}$), b) humedad relativa en superficie (%) y c) topografía del modelo (m) con vectores de viento, además de d) helicidad relativa a la tormenta de 0-1 Km (m^2/s^2). Todos los campos a las 21 horas UTC.

Por otra parte, en el panel inferior (Figura 4.3 c) se despliega la topografía de la modelo acompañada de vectores viento. De la cual, se puede deducir una diferencia de alturas cercano a los 500 metros entre la montaña más alta y el sitio del tornado. De igual manera, destaca una componente del viento del noroeste en el lado del tornado, misma que interactúa con el terreno.

Markowski & Richardson 2010 definen la helicidad como la medida del grado en que la vorticidad de un flujo (vector vorticidad) se encuentra alineado o paralelo a la dirección del movimiento del flujo (vector velocidad). En estudios de tormentas convectivas es común que la helicidad se integre en una capa (0-1 Km, para este trabajo). De esta forma, se toma en cuenta la relación del perfil vertical del viento y la vorticidad dentro del primer kilómetro, a dicha integración se le conoce como Helicidad Relativa a la Tormenta (SRH, por sus siglas en inglés). Se dice entonces que valores positivos de SRH están asociados a rotaciones ciclónicas, mientras que valores negativos a viento girando anticiclónicamente con la altura.

La helicidad relativa a la tormenta calculada en el primer kilómetro se presenta en la Figura 4.3 d, y se observa un comportamiento dual de valores positivos ($80 \text{ m}^2/\text{s}^2$) y predominantes negativos ($-60 \text{ m}^2/\text{s}^2$) en el área encerrada por el recuadro azul. Los valores negativos, en su mayoría, se localizan en la zona de la divergencia, señalando un hundimiento o viento descendente. Los valores positivos se encuentran al suroeste de la región del tornado indicando, posiblemente, una corriente ascendente que bien puede estar relacionada a la convección que dio origen a la tormenta.

Campos en altura

En la Figura 4.4 se graficaron los campos horizontales de temperatura (izquierda) y vectores de viento interpolados cada 250 metros. Se observa, en el nivel más cercano a la superficie, la zona de aire frío de la que se habló anteriormente con contrastes térmicos de, al menos, 1.5°C y esta diferencia se mantiene conforme aumenta la altura y se alcanza la tercera capa. Al continuar subiendo a la última y penúltima capa se puede observar cómo el área de aire frío disminuye su temperatura para igualarse con los alrededores e incluso se invierte, creándose ahora una región de aire más cálido.

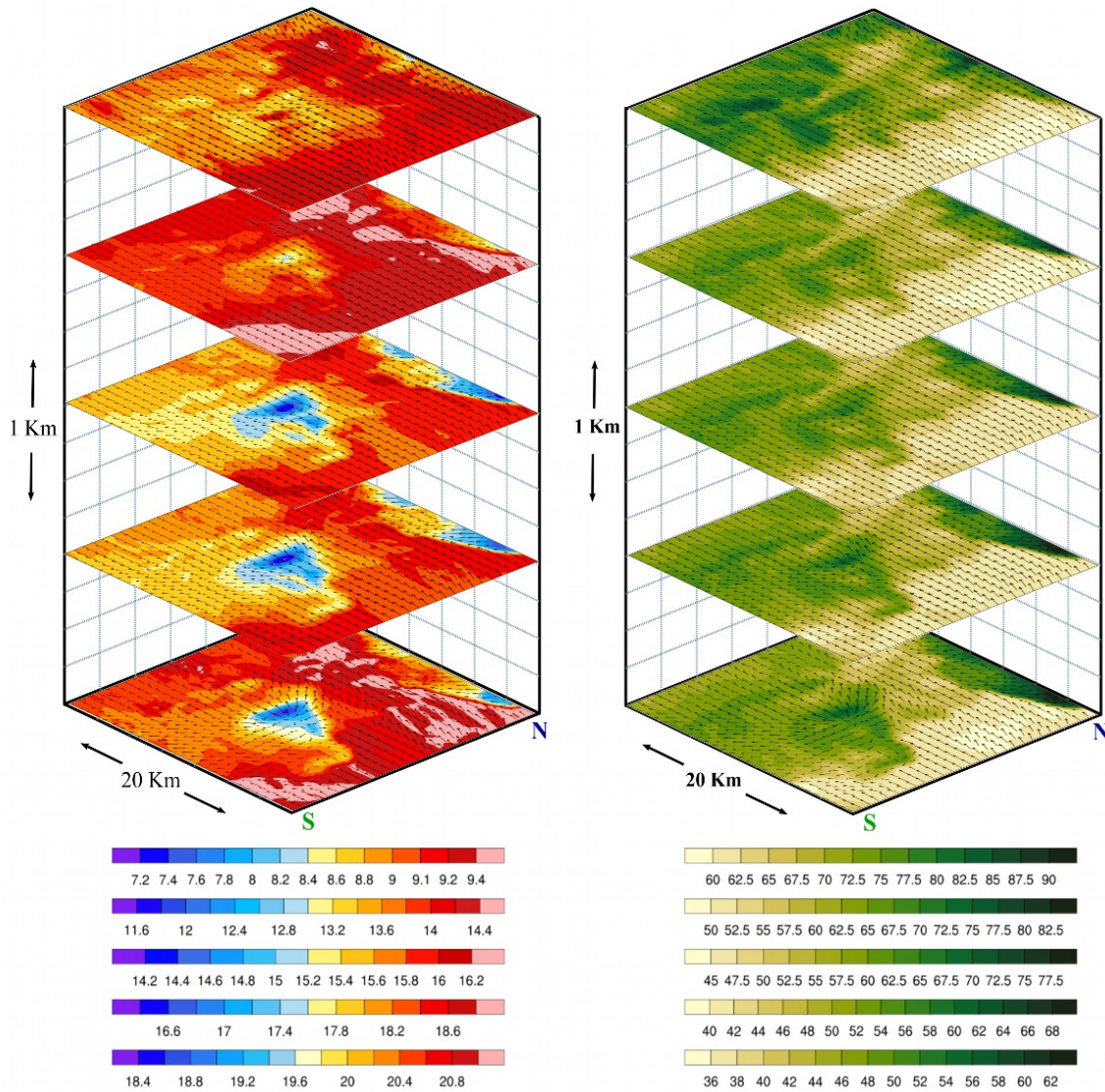


Figura 4.4. Campos temperatura ($^{\circ}\text{C}$) a la izquierda y humedad relativa (%) a la derecha interpolados cada 250 m. Todos los campos a las 21 horas UTC.

Por otra parte, a la derecha de la Figura 4.4 se despliegan los campos horizontales de la humedad relativa y vectores de viento interpolados cada 250 m. Se puede distinguir en el sitio de la divergencia aire más húmedo a comparación de los alrededores y esta característica perdura hasta los 750 metros en la vertical. Al igual que el comportamiento de la temperatura, la humedad relativa cambia en la última capa, la zona cálida visible a la altura de un kilómetro es también más seca.

Después de la divergencia en superficie evidente en la primera capa, el viento se encuentra dominado por una componente con dirección suroeste en todo el perfil vertical. Este viento interactúa con la zona del tornado pudiéndose observar una ligera convergencia en la última capa.

Los resultados obtenidos en estas figuras pueden estar ligados a la corriente de viento con dirección negativa antedicha y al desarrollo de celdas de circulación que están presentes debido a la convección de la tormenta; de la misma forma que existe un viento descendente que transporta aire frío de niveles superiores, hay corrientes ascendentes que estarían advectando aire más cálido de superficie hacia arriba.

Campos verticales

La temperatura de los cortes verticales se muestra en la Figura 4.5a y b, es notable cómo el viento descendente advecta un flujo frío de altura a niveles inferiores. Dicha advección da origen a la zona de aire frío en superficie de la sección anterior, en esta situación se infiere una flotabilidad o boyancia negativa en donde la parcela tiene una temperatura menor a la de los alrededores y por lo tanto es más pesada, descendiendo y enfriando la superficie.

Los paneles de la Figura 4.5c y d muestran el corte latitudinal y longitudinal, respectivamente de la velocidad vertical del viento “w” (m/s) y sus vectores. Tal y como se esperaba de los campos horizontales de la sección anterior, existe un flujo con dirección hacia la superficie que comienza a descender desde 1.5 Km de altura por encima de la topografía. La magnitud del viento descendente es por arriba de los 2.5 m/s para ambos cortes. A los costados de este descenso la respuesta es el ascenso de las parcelas de aire que comienzan a dirigirse positivamente con velocidades de 2 m/s. La convección forzada por la orografía también se encuentra presente y se visualiza en los cortes, principalmente a los 20° de latitud.

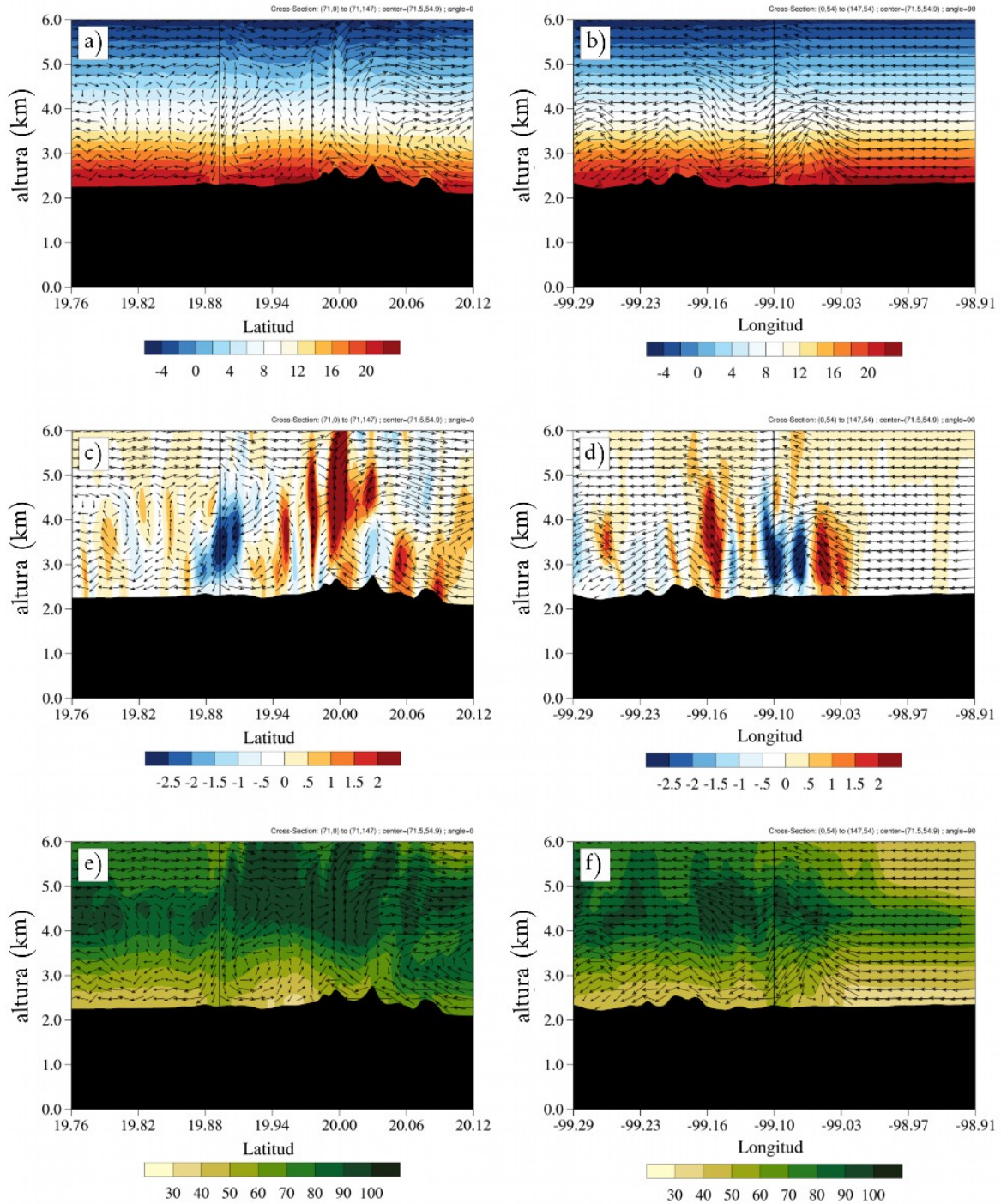


Figura 4.5. Cortes latitudinales y longitudinales respectivamente para a) y b) temperatura ($^{\circ}\text{C}$), c) y d) velocidad vertical (m/s), e) y f) humedad relativa (%). La línea negra indica la zona del tornado. Todos los campos acompañados de vectores de viento y a las 21 horas UTC.

La humedad relativa es representada en la figura 4.5e y f. Se observa un claro transporte de humedad desde los 4 kilómetros hasta la superficie. Los valores en el perfil vertical sobre la zona de influencia del tornado son altos entre los 60 y 70%, a comparación de los entre 30 y 40% a los costados. Es posible visualizar valores entre 80 y 90% pero sobre las zonas más altas reflejando convección forzada por la orografía.

Específicamente en los cortes latitudinales, en la latitud 20°N, la topografía parece estar afectando el flujo que originalmente tiene una dirección al suroeste, direccionándolo hacia arriba con velocidades por arriba de los 2 m/s., permitiendo el inicio de una tormenta convectiva. Markowski & Richardson (2014), por medio de simulaciones idealizadas sugieren que en la tornadogénesis anticiclónica dos factores son importantes: una alberca de aire relativamente frío en la superficie, acompañada de alta cizalladura vertical del viento en niveles bajos; de esta forma el tornado anticiclónico además de suscitar una disminución de la temperatura en superficie esta característica podría estarlo fortaleciendo al mismo tiempo.

En comparación, en el corte longitudinal, el patrón de vientos se encuentra mayormente dominado por una componente dirección oeste, misma que se aprecia en el campo horizontal. En el sitio del tornado (línea negra), si bien, se observa una velocidad vertical negativa, los vectores se desvían por el viento dominante antes mencionado. Esta característica pudo ser el detonante de la disipación del tornado, como lo menciona Bluestein (2013).

Es fundamental señalar que, en ambos cortes verticales, pero principalmente en la sección N-S, se logran distinguir celdas de circulación a los costados del descenso de aire, por el principio de continuidad de masa. El análisis de las componentes del viento en todas las celdas creadas, generan un vector resultante (por el producto cruz) que indica el sentido de rotación del tornado.

4.2 Caso II: Tornado en Cadereyta de Montes, Querétaro

La tarde del 06 de agosto del 2017, fue reportado por los habitantes del lugar un tornado no-supercelda entre las poblaciones de Cadereyta de Montes y Ezequiel Montes, Querétaro (Figura 4.6). Los videos capturados hicieron posible la clasificación del tornado como uno anticiclónico (León *et al*, 2019) además de conocer la hora aproximada del evento (22:40 hr UTC).



Figura 4.6. Captura de fragmento del video del tornado, publicado en la plataforma YouTube. Tomado de: <https://www.youtube.com/watch?v=PFqAfdXlw2M>

4.2.1 Condiciones sinópticas

Durante el día 06 de agosto del 2017, el este y noreste del país se vio afectado por una intensa circulación anticiclónica al Norte del Golfo de México que alimentaba de humedad a la región (Figura 4.7a). Por otro lado, la Depresión Tropical No. 7 (SMN, 2017 b) también generó rachas de viento por arriba de los 60 Km/h pero en los estados de la Península de Yucatán, además de llevar bandas nubosas al este del territorio mexicano.

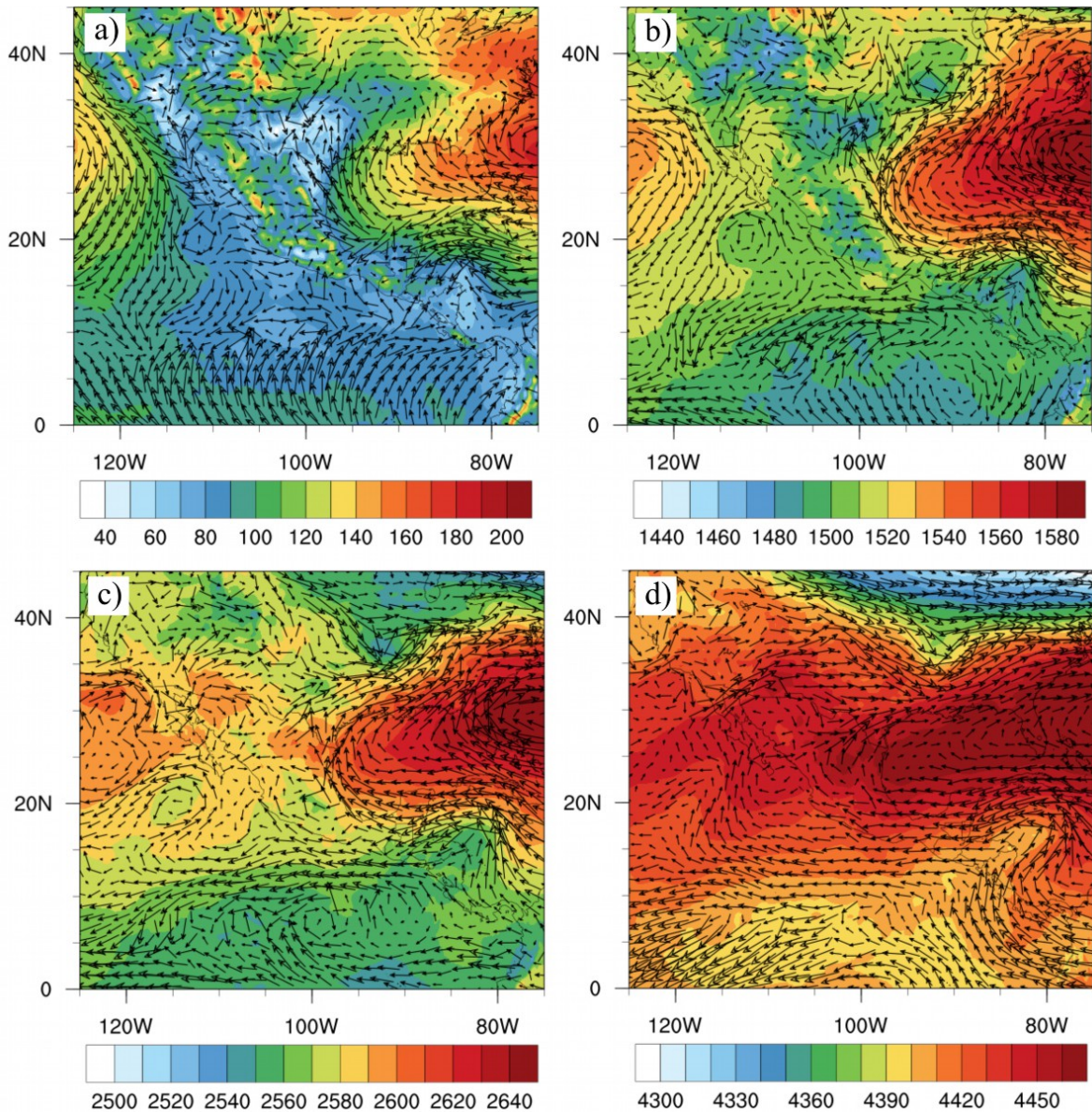


Figura 4.7. Carta sinóptica del 06 de agosto del 2017 a las 22:00 UTC que contiene la altura geopotencial (m) en la barra de colores y vectores de viento para los niveles de presión: a)1000 hPa, b)850 hPa, c)750 hPa y d)600 hPa (Datos de ERA5).

Así mismo, al sur de Guerrero se desplazaba la Onda Tropical No. 23 (SMN, 2017 b). La combinación de estos eventos además de un sistema de baja presión al centro y norte del territorio nacional desencadenarían una serie de tormentas y de convergencia, principalmente en la zona de la FVTM.

A 850 y 750 hPa (Figura 4.7, b y c) un flujo del este se fortalece por el anticiclón semipermanente ubicado al noreste del país sobre el océano Atlántico. Por otra parte, en el nivel superior (Figura 4.7, d) a circulación ciclónica al oeste del dominio es más bien anticiclónica por la divergencia del viento en altura, otorgando humedad a los estados del oriente del país en niveles más altos.

4.2.2 Simulación numérica

Campos en superficie

En la Figura 4.8 a y b, se grafican la temperatura y humedad relativa en superficie con vectores de viento. En estas figuras puede notarse una zona con un contraste térmico de aproximadamente 2°C más frío y húmedo (recuadro azul) si se compara con el resto del dominio. Así mismo, se observa cómo la topografía influye en la distribución de la humedad y de las masas de aire frío y cálido en superficie, por lo que se infiere que los contrastes antes mencionados están relacionados con la dinámica local existente.

Los vectores de viento muestran convergencia, generando así una línea de cortante muy bien marcada que recorre el dominio de noreste a suroeste dividiéndolo en dos. Los vectores de viento en la zona del tornado, además, presentan un patrón de divergencia ya que el vector saliente del recuadro es mayor al vector entrante, asumiendo nuevamente, un descenso de aire de niveles superiores ligado con el sentido de rotación del tornado (anticiclónico).

Una particularidad importante que logró ser capturada por el modelo fue un patrón de vientos convergente y que dividía al dominio en dos. Esta línea de cortante es típica en la formación de tornados no mesociclónicos, de esta forma Markowski and Richardson (2010), explican la generación de vórtices verticales en superficie, conocidos como misociclones y que tienen una alta influencia en el inicio de convección para el posterior estiramiento de los vórtices y la consolidación del tornado.

En la Figura 4.8 c, se despliega la topografía con vectores de viento. El tornado se desarrolla en una zona de ascenso orográfico con un perfil de aproximadamente 200 m. Las zonas más altas por otra parte muestran una diferencia de altura cerca de los 500 m.

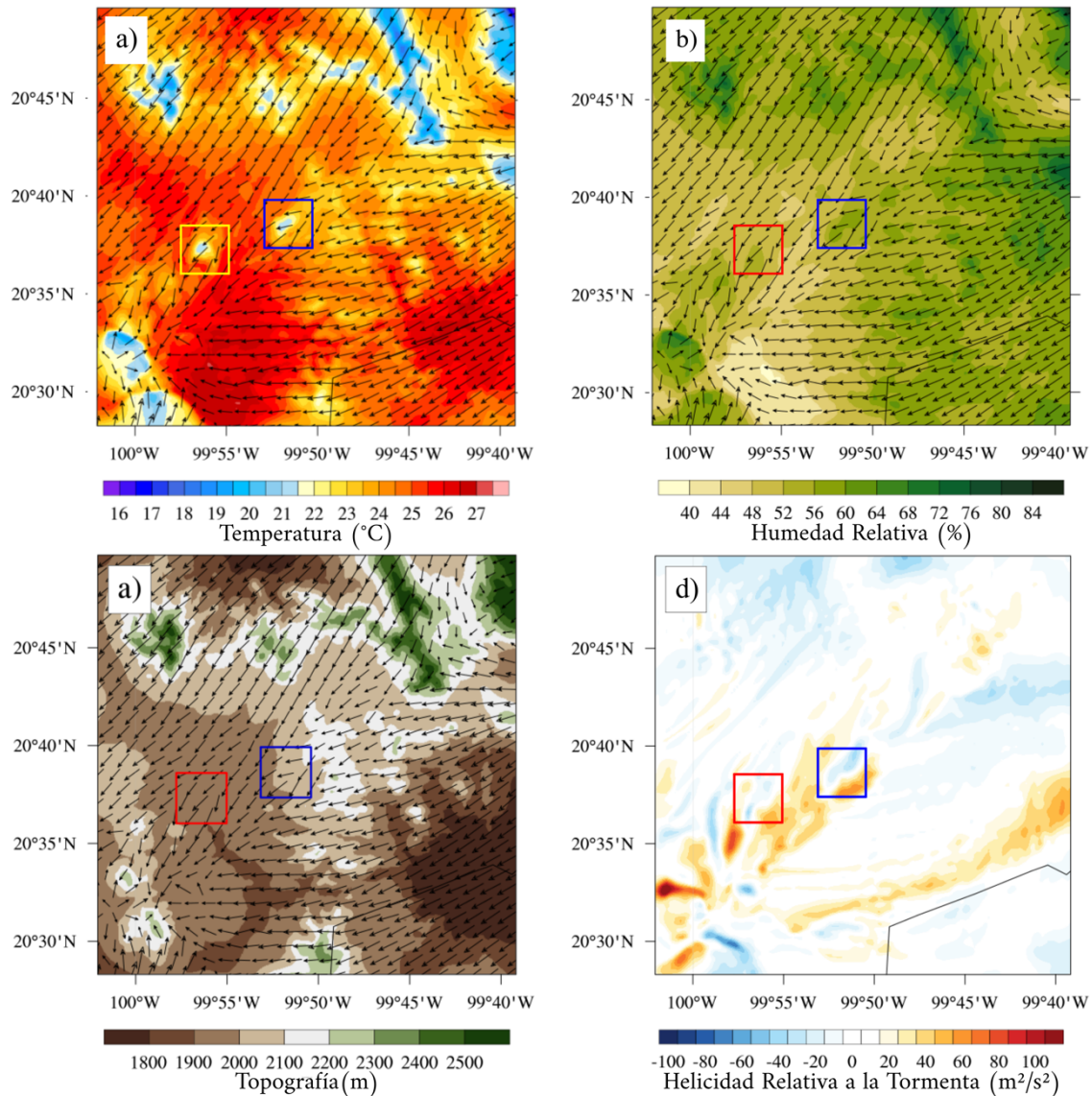


Figura 4.8. Campos de a) temperatura en superficie ($^{\circ}\text{C}$), b) humedad relativa en superficie (%) y c) topografía del modelo (m) con vectores de viento, además de d) helicidad relativa a la tormenta de 0-1 Km (m^2/s^2). Los recuadros azules representan el área del tornado en Cadereyta de Montes, Qro., los recuadros rojos (amarillo para la temperatura) un segundo posible tornado en Piedras Negras, Qro. Todos los campos a las 22:40 horas UTC.

En la Figura 4.8 d, se encuentra la helicidad relativa a la tormenta (SRH) en esa área, y como en el caso I (Estado de México), se nota un comportamiento dual de valores positivos y negativos, sin embargo, la zona fría encontrada es dominada por valores negativos que alcanzan los $-40\text{m}^2/\text{s}^2$, indicando un sentido de rotación anticiclónico.

Otro aspecto muy interesante en los resultados de la simulación fue la presencia de una segunda zona que presentó las mismas características encontradas en el tornado sobre Cadereyta de Montes, Qro., y, lo que podría indicar la formación de un segundo posible tornado (Figura 4.8, recuadro rojo, y amarillo en temperatura) ubicado entre tres municipios pequeños, la más cercana Piedras Negras, Qro. Se infiere que se trató de un evento no reportado al no desarrollarse cerca de la mancha urbana.

Campos en altura

Los campos horizontales de temperatura y vectores de viento interpolados cada 250 metros a partir de la superficie se localizan en la Figura 4.9 (izquierda). Los resultados del modelo señalan un contraste térmico entre las zonas de tornado y los alrededores que perdura hasta una altura de 500 m, mientras que para la última capa el contraste se invierte, dejando temperaturas más cálidas de hasta 1°C mayor.

Así mismo, al lado derecho de la Figura 4.9, se grafican los campos horizontales de humedad relativa y vectores de viento interpolados cada 250 m. Se puede distinguir en el sitio de la divergencia una masa de aire ligeramente más húmeda respecto a los alrededores. Se observa, también, un aumento de la humedad relativa conforme aumenta la altura, debido al desarrollo de convección ocasionada por la convergencia de los vientos en superficie.

Por otro lado, los vectores de viento se mantienen en una convergencia constante durante todo el kilómetro analizado, afirmando una fuerte inestabilidad por cizalladura horizontal. Markowski and Richardson (2010) relacionan este tipo de

inestabilidad con observaciones de vórtices a lo largo de la línea de corte y algunos tornados; un proceso similar que ocurre, pero con cizalladura vertical genera una inestabilidad de Kelvin-Helmholtz. Así mismo, proponen que este hecho extrae energía del flujo medio, que involucra la transformación de un corredor de alta vorticidad, implicando un máximo relativo en la magnitud de la cizalla, a parches discretos de vorticidad espaciados de forma regular.

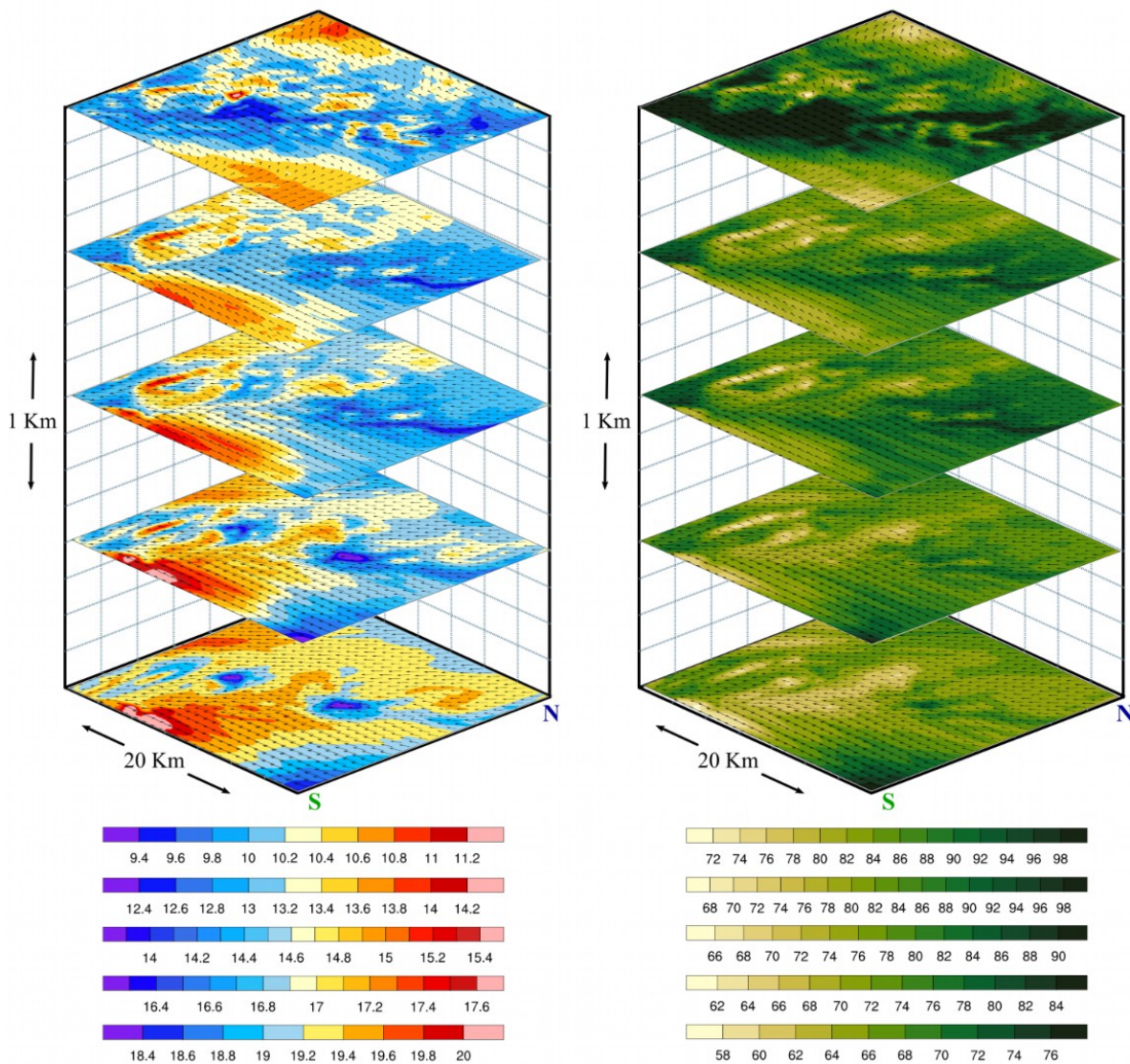


Figura 4.9. Campos temperatura (°C) a la izquierda y humedad relativa (%) a la derecha interpolados cada 250 m. Todos los campos a las 22:40 horas UTC.

Se propone de esta forma que dos de esos parches de vorticidad se fortalecieron lo suficiente, por medio de un estiramiento, hasta producir dos tornados.

Campos verticales del tornado en Cadereyta de Montes, Querétaro

La temperatura de los cortes se despliega en los paneles a y b (Figura 4.10). El viento que desciende hasta la superficie advecta aire frío a superficie, patrón que se observa en los campos horizontales previamente analizados.

Los cortes latitudinales y longitudinales de la velocidad vertical (m/s) del tornado en Cadereyta de Montes, Querétaro se grafican en c y d. En ambos cortes se observa un flujo descendente con una magnitud mayor a los 2.5 m/s, y que inicia a 1.5 Km por encima del terreno. Al igual que en el caso anterior, velocidades positivas del orden de 2 m/s a los costados del descenso son visibles.

A la izquierda del corte latitudinal es posible observar una circulación que se extiende a lo largo de todo el descenso, sin embargo, al Norte esto no se repite. Se visualiza una celda más pequeña entre el kilómetro 3 y 4, relacionando esta diferencia a que la magnitud del viento tenía una componente hacia el sur muy dominante, inhibiendo la celda del lado norte y favoreciéndola del lado sur.

Por otro lado, en el corte longitudinal, aunque es claro el descenso no se encuentran celdas de circulación en ninguno de los costados de la zona del tornado. Existe en el lugar una componente del viento con dirección oeste que no permite su clara visualización, sin embargo, se sabe de su existencia por la componente del viento vertical (w) que marca un ascenso del flujo al este y oeste del tornado (línea negra). Posiblemente en un corte a, aproximadamente, 45° que corresponde al viento dominante, se apreciarían dichas celdas. Esta característica podría estar relacionada con el tornado ocurrido el 6 de agosto fue débil.

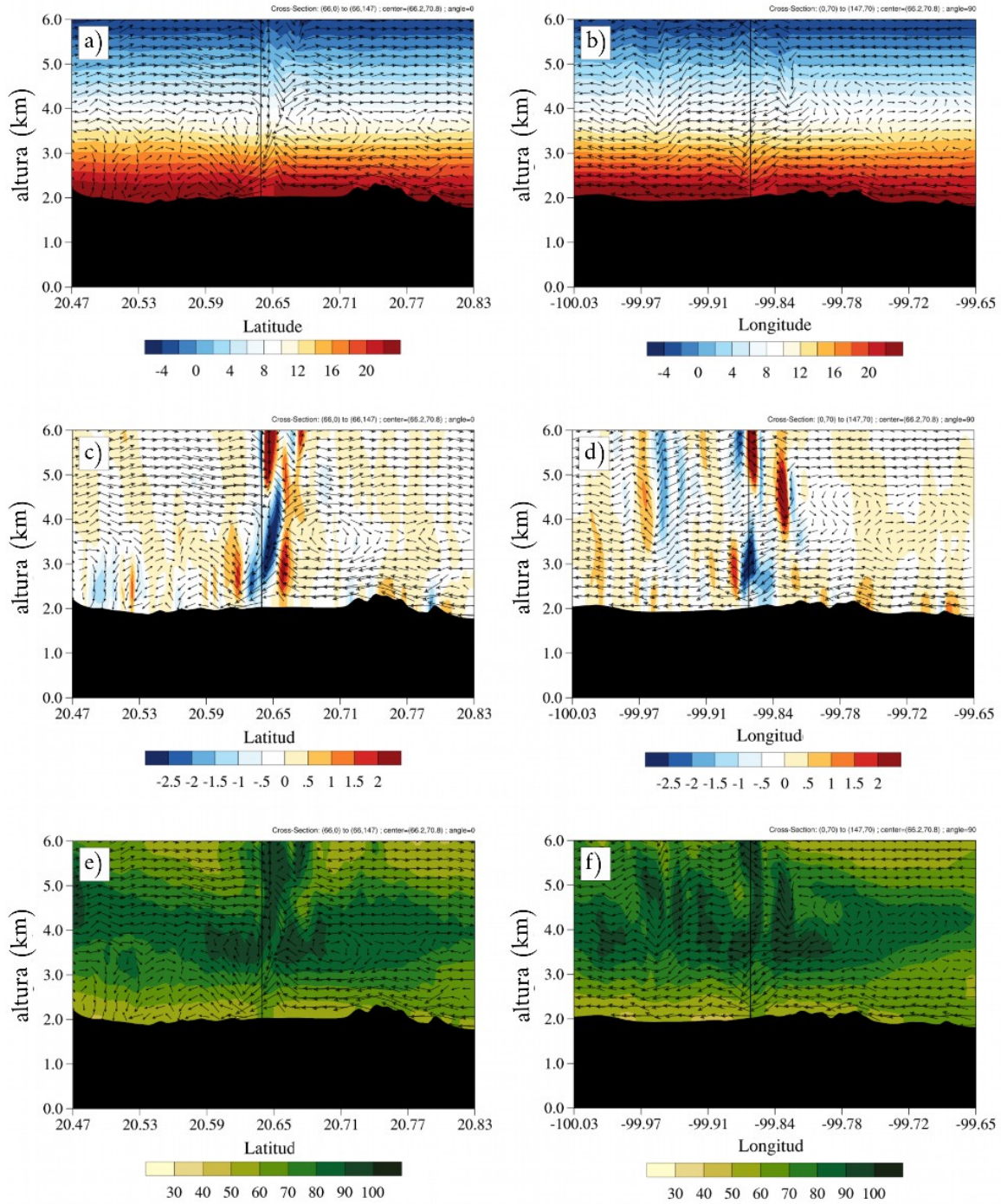


Figura 4.10. Cortes latitudinales y longitudinales respectivamente para a) y b) temperatura ($^{\circ}\text{C}$), c) y d) velocidad vertical (m/s), e) y f) humedad relativa (%). La línea negra indica la zona del tornado. Todos los campos acompañados de vectores de viento y a las 22:40 horas UTC.

Campos verticales del tornado en Piedras Negras, Querétaro

Como ya se mencionó anteriormente, durante el análisis de los campos de temperatura y viento en superficie fue posible la detección de una segunda zona de divergencia con una temperatura menor a comparación de las proximidades. Especulando de esta forma un segundo tornado. Los cortes verticales del evento se despliegan en la Figura 4.11.

Las particularidades encontradas por el modelo para este evento son similares a las del tornado confirmado. El descenso de aire se encuentra más marcado hasta los 3 Km por arriba del terreno, con una magnitud cercana a los 4 m/s en ambos cortes (Figura 4.11 a y b). La corriente vertical direccionada negativamente transporta aire frío y húmedo de altura a superficie.

Es valioso mencionar que al sur del corte latitudinal (Figura 4.11 a) se observa que el flujo al salir de la divergencia en superficie es levantado con una velocidad por arriba de los 4-5 m/s. El lado norte, por el contrario, no presenta dicho ascenso. Esta diferencia a los costados de la corriente descendente se relaciona con la divergencia en superficie sumada a que la magnitud del viento, durante el evento, era significativamente mayor del lado norte, es decir, la componente del viento era dominante con dirección al sur, por esta razón el viento era incapaz de ascender por ese lado, lo que explicaría también la zona de aire cálido de la sección anterior (Figura 4.9).

La humedad que era transportada hacia superficie por el flujo descendente también era levantado por el ascenso de la celda de circulación. La componente resultante de los vectores del viento en la celda de circulación muestra una tendencia a la rotación anticiclónica a lo largo del perfil vertical (izquierda de la línea negra, Figura 4.11 c).

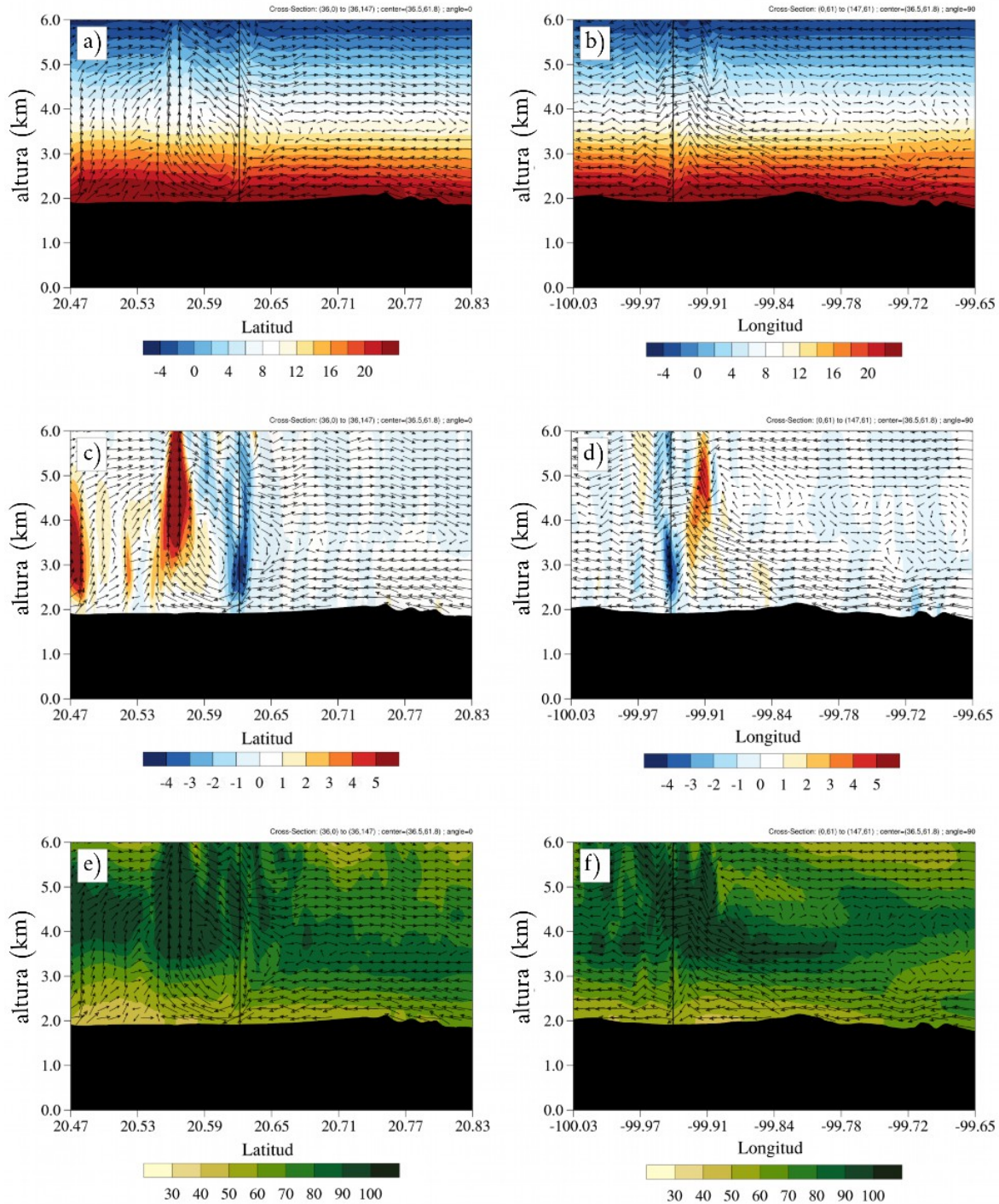


Figura 4.11. Cortes latitudinales y longitudinales respectivamente para a) y b) temperatura ($^{\circ}\text{C}$), c) y d) velocidad vertical (m/s), e) y f) humedad relativa (%). La línea negra indica la zona del tornado. Todos los campos acompañados de vectores de viento y a las 22:40 horas UTC.

4.3 Caso III: Tornado en Chiautempan, Tlaxcala

El día 27 de mayo del 2016 alrededor de las 17 horas (22 UTC) fue reportado en el poblado de Chiautempan, Tlaxcala un tornado con características no-mesociclónicas (Figura 4.12). León-Cruz *et al* (2019) después de un análisis de los videos disponible determinó que el tornado mostraba una rotación anticiclónica.



Figura 4.12. Fragmento de un video del tornado, publicado en la plataforma Facebook. Tomado de:

<https://www.facebook.com/econsultatlxcala/videos/1056977237729314/?v=1056977237729314>

4.3.1 Condiciones sinópticas

Las condiciones sinópticas de día 27 de mayo estuvieron regidas por un canal de baja presión localizado desde el norte y hasta el centro del país además de un máximo de vientos con dirección hacia el este (Figura 4.13 a) proveniente del océano Pacífico enriqueciendo al país de humedad y nubosidad generadora de tormentas en la FVTM (SMN, 2016).

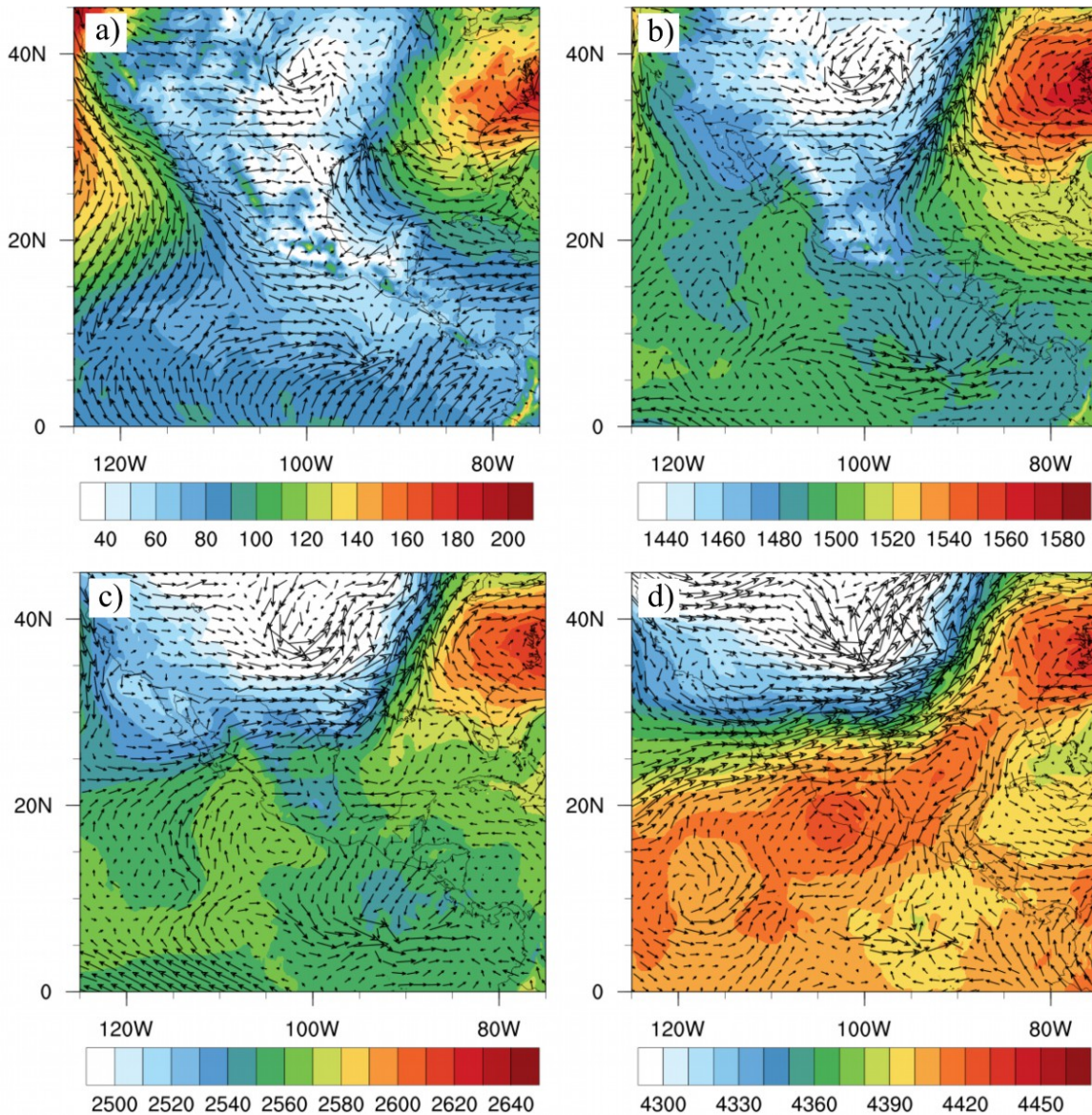


Figura 4.13. Carta sinóptica del 06 de agosto del 2017 a las 22:00 horas UTC que contiene la altura geopotencial (m) en la barra de colores y vectores de viento para los niveles de presión: a) 1000 hPa, b) 850 hPa, c) 750 hPa y d) 600 hPa. (Datos de ERA5)

A 850 y 750 hPa (Figura 4.13, b y c) se visualiza un sistema frontal que comienza a afectar el norte de México. Por otro lado, a los 600 hPa, es posible observar un anticiclón que se desprende de la corriente en chorro polar (por un meandro de esta) y que se encuentra ubicado en la región oeste y centro estaría aportando

humedad en niveles medios, incluyendo toda el área de la FVTM, incitando la formación de tormentas.

4.3.2 Simulación numérica

Campos en superficie

La temperatura y humedad relativa en superficie se muestran en la Figura 4.14 a y b, ambas con vectores viento. El sitio en donde fue reportado el tornado en Tlaxcala se muestra en un recuadro azul; los resultados señalan que en la zona existe un gradiente horizontal de temperatura de entre 1 y 2°C. Así mismo y como se esperaba, el área es ligeramente más húmeda con valores que se aproximan a los 60%, mientras que los valores más altos y cercanos a la saturación son principalmente observados sobre el volcán La Malinche en donde la convección forzada por la orografía puede considerarse un hecho. Los vectores de viento, por otro lado, muestran una clara divergencia del en superficie, asociando estas características con el giro anticiclónico reportado.

Dentro del dominio pueden diferenciarse tres masas de aire con dirección del viento diferente entre cada una, la primera y la más fría y húmeda desplazándose al Norte, la segunda con dirección sur y que topa con el volcán La Malinche y la tercera, la más cálida y seca con hacia el sureste. Por lo que se infiere que el ambiente era rico en cizalladura del viento horizontal, misma que, muy probablemente influyó en la generación de una lámina de vorticidad dando origen al tornado.

Por otro lado, en el panel inferior (Figura 4.14 c) se grafica la topografía de la modelo acompañada de vectores viento. En ella puede observarse el volcán La Malinche que tiene una altura total 4420 metros sobre el nivel del mar; esta barrera orográfica constituye un factor importante que afecta directamente el perfil vertical de los vientos horizontales y por ende la cizalladura del viento, influyendo directamente en la circulación y dinámica de la zona.

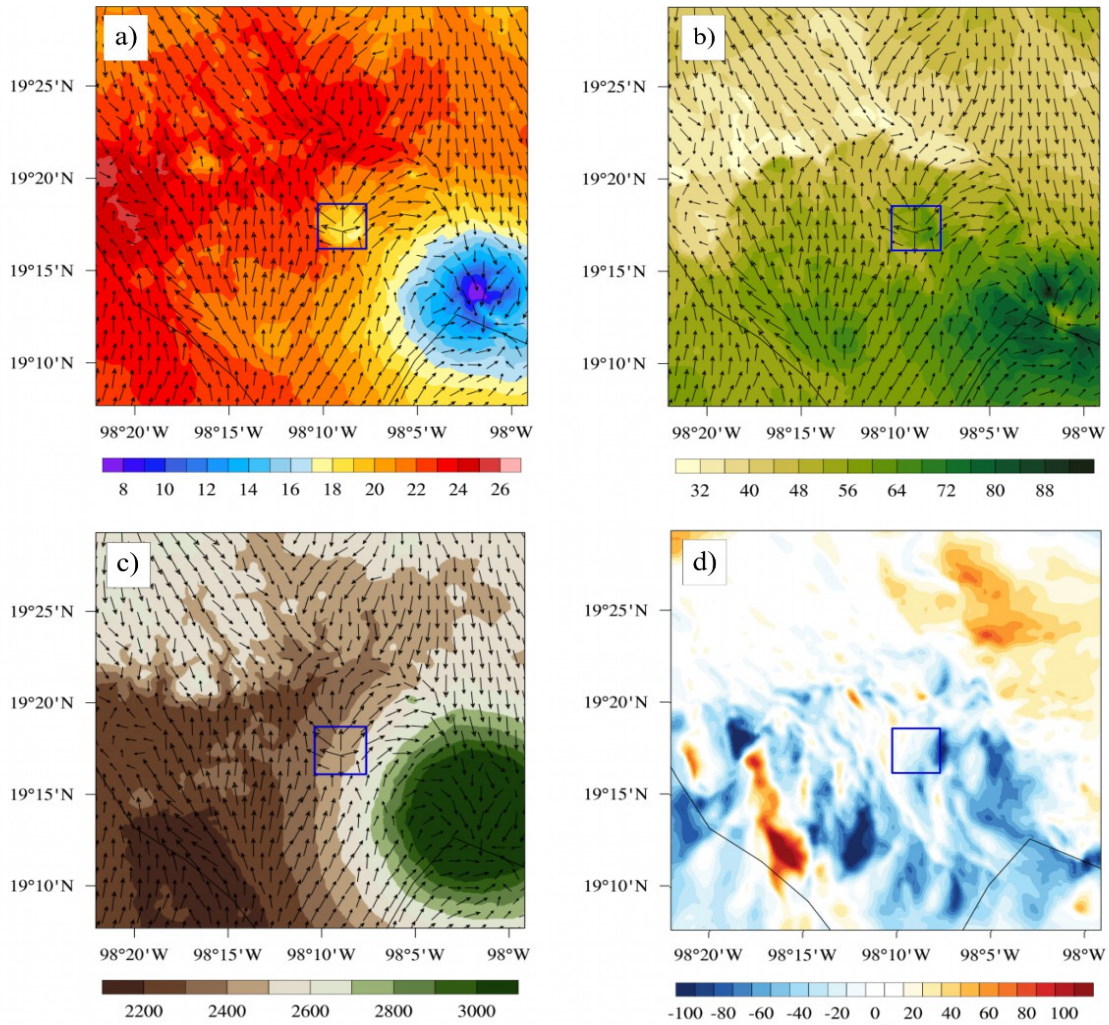


Figura 4.14. Campos de a) temperatura en superficie ($^{\circ}\text{C}$), b) humedad relativa en superficie (%) y c) topografía del modelo (m) con vectores de viento, además de d) helicidad relativa a la tormenta de 0-1 Km (m^2/s^2). Todos los campos a las 22 horas UTC.

Por último, la SRH es mostrada en la Figura 4.14 d. La masa de aire frío y húmedo que se desplazaba al norte del dominio también cargaba valores negativos de helicidad y es justo en esa área en donde se desarrolló la tornadogénesis en Tlaxcala aquel 27 de mayo. Con dichos valores tan negativos se infiere que los vientos en la atura (0-1Km) en toda la zona se encontraban girando anticiclónicamente, quizá debido al anticiclón que se visualiza anteriormente en el

nivel de 600 hPa dentro de la carta sinóptica (Figura 4.13, d). Puntualizando de esta forma, que el tornado anticiclónico estuvo influenciado por dicha circulación.

Campos en altura

En la Figura 4.15 pueden notarse los campos de temperatura (izquierda) y de humedad relativa (derecha) con vectores de viento y se grafican en capas espaciadas cada 250 metros.

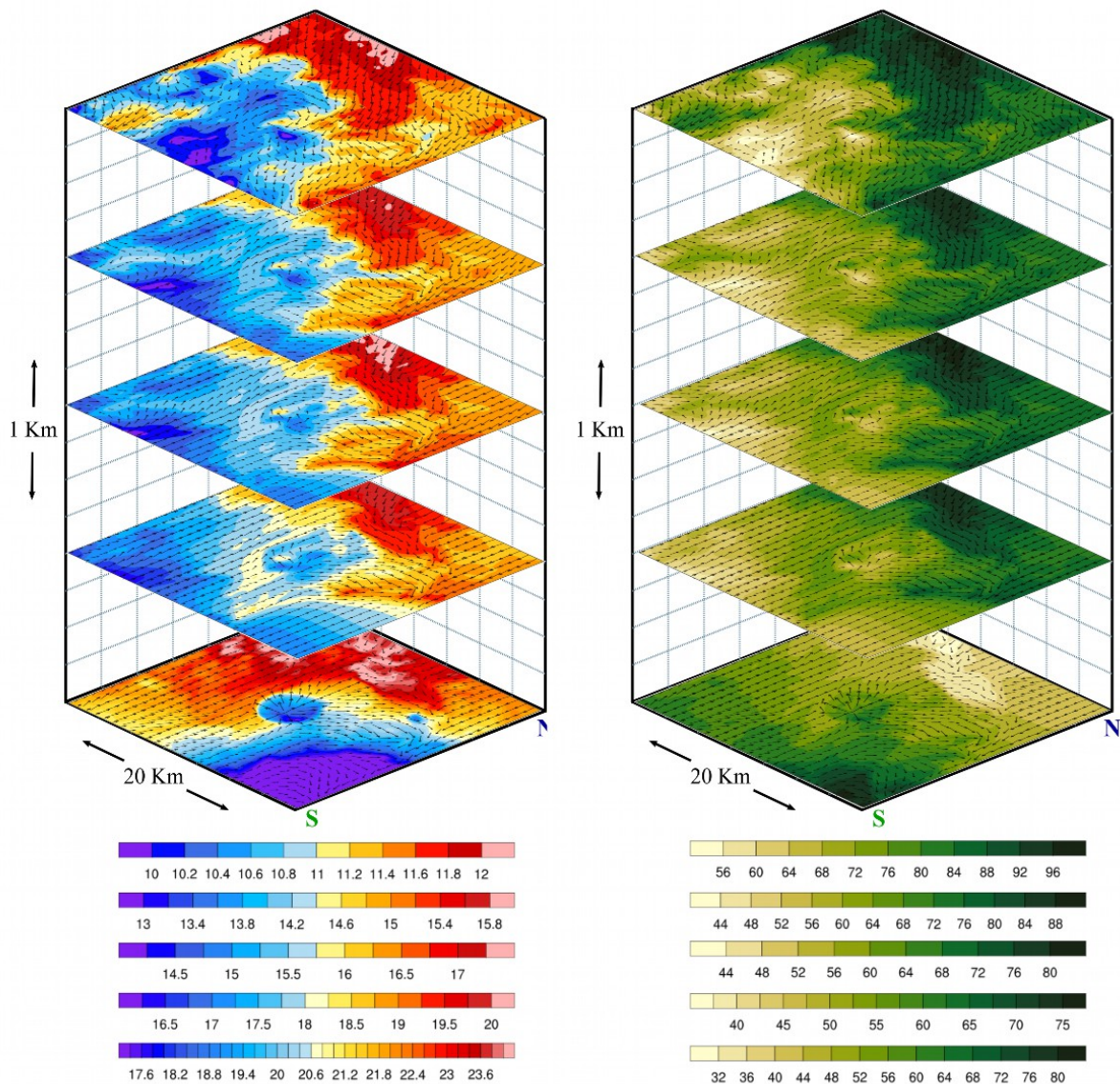


Figura 4.15. Campos temperatura (°C) a la izquierda y humedad relativa (%) a la derecha interpolados cada 250 m. Todos los campos a las 22 horas UTC.

El contraste de temperatura localizado entre el área del tornado y su periferia se mantiene durante todo el kilómetro graficado, sin embargo, en la capa más alta puede apreciarse junto a la zona fría otra más cálida, que se asemeja al patrón encontrado en los tornados anteriores. Explicación este suceso conservación de masa, la presencia de celdas de circulación que llevan aire cálido de superficie a zonas más altas.

Por su parte la humedad relativa se mantiene alta en superficie (cerca a la saturación) y en todo el perfil vertical en el centro, valores que se mantienen entre 60 y 80%. Sin embargo, en los costados inmediatos o, de otra manera expresado, en los contornos de la circulación anticiclónica la humedad es más bien baja. Es importante destacar que en los valores de humedad más cercanos a la superficie se destacaba una zona seca al norte del dominio, pero conforme aumenta la altura esta zona se convierte en la más húmeda.

Los vectores de viento, en superficie muestran un patrón de divergencia, pero conforme aumenta la altura se puede distinguir una circulación anticiclónica, que, como se mencionó anteriormente tiene probabilidades altas de estar asociada a la rotación horaria que era visible en niveles medios de la atmósfera dentro de la carta sinóptica. Así mismo esta rotación anticiclónica ya era prevista desde que los valores de SRH en la sección anterior resultaron predominantemente negativos en buena parte del dominio.

Campos verticales

En los paneles de la Figura 4.16 a y b se muestran los cortes latitudinal y longitudinal de la temperatura. En esta figura es claro un transporte de aire que enfría la superficie, con un gradiente horizontal de aproximadamente, 1°C respecto a los alrededores en todo el perfil vertical.

En la velocidad vertical del viento (Figura 4.16 c y d) puede observarse que a lo largo de todo el corte flujos ascendentes y descendentes se hacen presentes indicando una considerable inestabilidad en el ambiente.

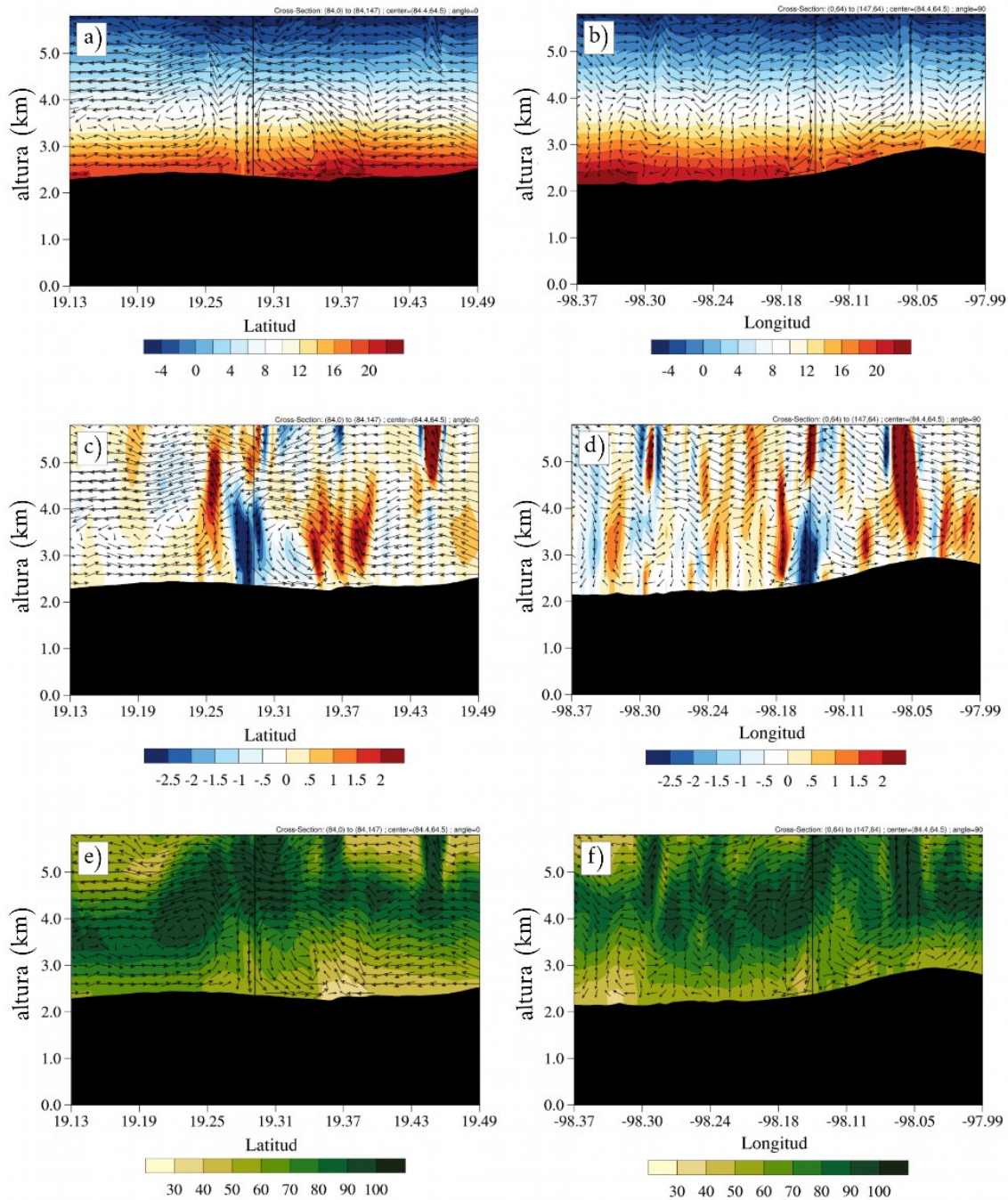


Figura 4.16. Cortes latitudinales y longitudinales respectivamente para a) y b) temperatura ($^{\circ}\text{C}$), c) y d) velocidad vertical (m/s), e) y f) humedad relativa (%). La línea negra indica la zona del tornado. Todos los campos acompañados de vectores de viento y a las 22 horas UTC.

Particularmente en la zona del tornado (línea negra) se hace presente un fuerte viento con dirección negativa desde los 4 Km de altura considerando la topografía. Dicho flujo presenta una magnitud por arriba de los 2.5 m/s y lo acompañan a sus costados flujos con dirección positiva resultado de la divergencia en superficie por conservación de masa que tiene una magnitud que alcanza una velocidad vertical de 2 m/s para ambos cortes.

En la región este del corte longitudinal (Figura 4.16, b) puede notarse un cambio en la topografía que corresponde al Volcán La Malinche, el cual interactúa con los vientos presentes a la hora del evento lo que obliga al aire subir acelerando el proceso causando condensación de vapor de agua y generando nubosidad (convección forzada por la orografía) (Figura 4.16 f).

Las celdas de circulación generadas por el evento de tornado en este caso se muestran, en su mayoría, favorables para el giro anticiclónico, por lo que el flujo neto tiene el mismo sentido de rotación.

4.4 Generalidades de los casos de estudio

4.4.1 Altura de los tornados

Durante el análisis previo, se pudo verificar que el inicio del descenso de aire, así como la distancia a la cual se encontraba la zona de aire cálido en cada uno de los casos de estudio era similar. En la tabla 4.1 se comparan dichas alturas con el fin de mostrar, de una forma sencilla, la escala vertical de un tornado típico formado en la FVTM y después se comparan con lo reportado por otros autores principalmente en Estados Unidos.

La altura que resulta de las simulaciones para los cuatro casos no sobrepasa los 1.7 Km, y tampoco es menor a los 1.4 Km desde el nivel de superficie. Considerando la altura desde el nivel del mar, los valores se mantienen entre 3.4 y 3.7 Km excepto para el caso del Estado de México el cual alcanza los 4.3 Km. En análisis sobre resultados de diversos autores (Fujita 1972, Brady & Szoke 1989, Wakimoto & Martner, 1989; Wicker & Wilhelmson 1995, Bluestein & Weiss 2004,

Lee & Wurman 2005, Bluestain *et al.* 2007, Kosiba & Kurman 2009, Yamauchi *et al.* 2013) los cuales investigan casos particulares de tornados desarrollados en Estados Unidos se pudieron encontrar diferentes alturas que van desde los 500 metros y hasta los 6 kilómetros tomando como inicio la superficie terrestre. Por su parte Sira *et al* en 2010 en un estudio de fotometría para un tornado en Venezuela encuentran una altura desde la superficie hasta la base de la nube de 2743.2 metros, aproximadamente.

Tabla 4.1. Altura promedio de los casos de estudio.

Caso de estudio	Altura desde superficie (Km)	Altura desde nivel del mar (Km)
Tequixquiac, Edo Mex	1.7	4.3
Cadereyta de Montes, Qro.	1.7	3.7
Piedras Negras, Qro.	1.6	3.4
Chiautempan, Tlax.	1.4	3.6

En el caso de este trabajo, y para los cuatro casos de estudio, no se observan alturas por arriba de los 1700 metros por lo que, pudiera afirmarse que los tornados en México y específicamente los originados en la FVTM suelen tener una menor altura, sin embargo, dicha afirmación requiere de un estudio más amplio. En un primer acercamiento, y por investigación reciente (Jiménez, 2020) se ha encontrado que durante los meses de julio y agosto existe una componente vertical del viento negativa. Se especula así que dicha celda en cierta temporada del año induce, en promedio, un descenso de aire que inhibe la convección y que jugaría un papel importante en la altura que pudiese desarrollarse en los tornados, y en general condiciones estables y de tiempo más seco.

4.4.2 Cambio de Helicidad Relativa a la Tormenta

La Helicidad Relativa a la Tormenta (SRH, por sus siglas en inglés) está definido, matemáticamente como la covarianza de los vectores vorticidad y velocidad, representando así el comportamiento entre ambos. Esta variable puede ser

calculada de cero a un kilómetro o extenderse hasta los tres y es útil para evaluar la capacidad de dicha columna de aire a rotar, siendo la capa más baja la más importante y definitiva en el desarrollo de tornados (Rasmussen, 2003).

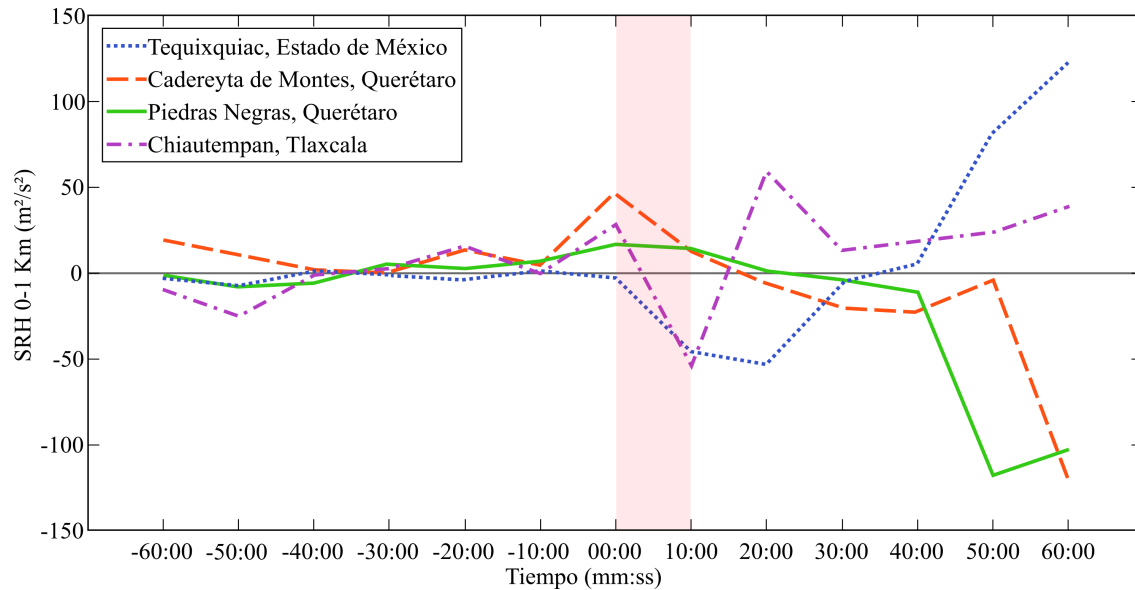


Figura 4.17. Serie de tiempo de la Helicidad Relativa a la Tormenta de 0-1 Km. Se muestran datos de 60 minutos antes y después de cada evento. La franja rosa indica el momento de ocurrencia de cada uno de los tornados.

En la Figura 4.17 se presenta una serie de tiempo de la SRH para las coordenadas de cada tornado, en dicha figura puede percibirse que la helicidad se mantiene oscilando alrededor del cero durante los minutos anteriores al evento con cantidades que no van más allá de los $-50\text{m}^2/\text{s}^2$ y $50\text{m}^2/\text{s}^2$. Por otro lado, cuando ocurre la perturbación del tornado (franja rosa) la helicidad tiende a reducirse e incluso se vuelve negativa (caso Tlaxcala y Edo. de Mex.). Finalmente, en los minutos posteriores se observa una dualidad en los resultados. Los casos de Querétaro muestran un dominio de la SRH negativa, mientras que los casos del Estado de México y Tlaxcala a un dominio positivo, hecho vinculado a la relación flujo-orografía que se discutirá más adelante.

CAPÍTULO 5

DISCUSIÓN

En las cartas sinópticas pudo observarse que en dos casos sistemas de baja presión en las costas del océano Pacífico proveían de humedad a la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), Dora (SMN, 2017 a) para el caso del tornado en Tequixquiac, Edo. Mex. y la Depresión Tropical #7 (SMN 2017, b) para el evento en Cadereyta de Montes, Querétaro. Así mismo una circulación anticiclónica en niveles medios-altos que se refleja en condiciones secas en superficie. Este hecho concuerda con lo encontrado por León-Cruz (2019). Con el análisis de más casos de estudio podría establecerse la presencia de sistemas ciclónicos y la humedad que estos proporcionan en niveles medios de la atmósfera como un factor de mesoescala importante y detonador en la generación de tornados en México.

Por otro lado, las simulaciones, y en específico el modelo, logra representar de forma satisfactoria las condiciones en las que se formaron las tormentas en cada caso de estudio. Con gradientes de temperatura bien establecidos, así como valores de humedad relativa altos y cercanos a la saturación en el plano horizontal y dentro de los cortes verticales, mismos que reflejan la inestabilidad suficiente en el ambiente, favorable en la común tornadogénesis.

5.1 Influencia de la topografía en la generación de vorticidad

Es bien conocido que el viento está altamente influenciado por el terreno subyacente; de manera general existe dos tipos de vientos vinculados a la orografía: flujos forzados por el terreno y vientos diurnos de montaña (Whiteman, 2000). Ambos tipos de flujos no actúan separados si no que se combinan con otro tipo de perturbaciones, por lo que el viento en una zona orográficamente compleja será el resultado de la variabilidad de escala sinóptica y de mesoescala además de las alteraciones debidas al terreno. En esta discusión se proponen tres formas para la generación de vorticidad que pudieron estar relacionadas al sentido de rotación presentado en los tornados.

Las primeras dos formas de producción de vorticidad están vinculadas a la interacción viento-montaña que se presenta a sotavento de esta y es descrita por Whiteman (2000). Cuando un flujo atraviesa los costados de una barrera, es posible el establecimiento de remolinos de eje vertical. El proceso se da conforme parte del flujo se separa de los bordes verticales de la obstrucción, entonces el flujo intentará retornar y rebotará con la ladera de la montaña, en el rebote el viento regresará de nuevo a su dirección original. (Figura 5.1, I)

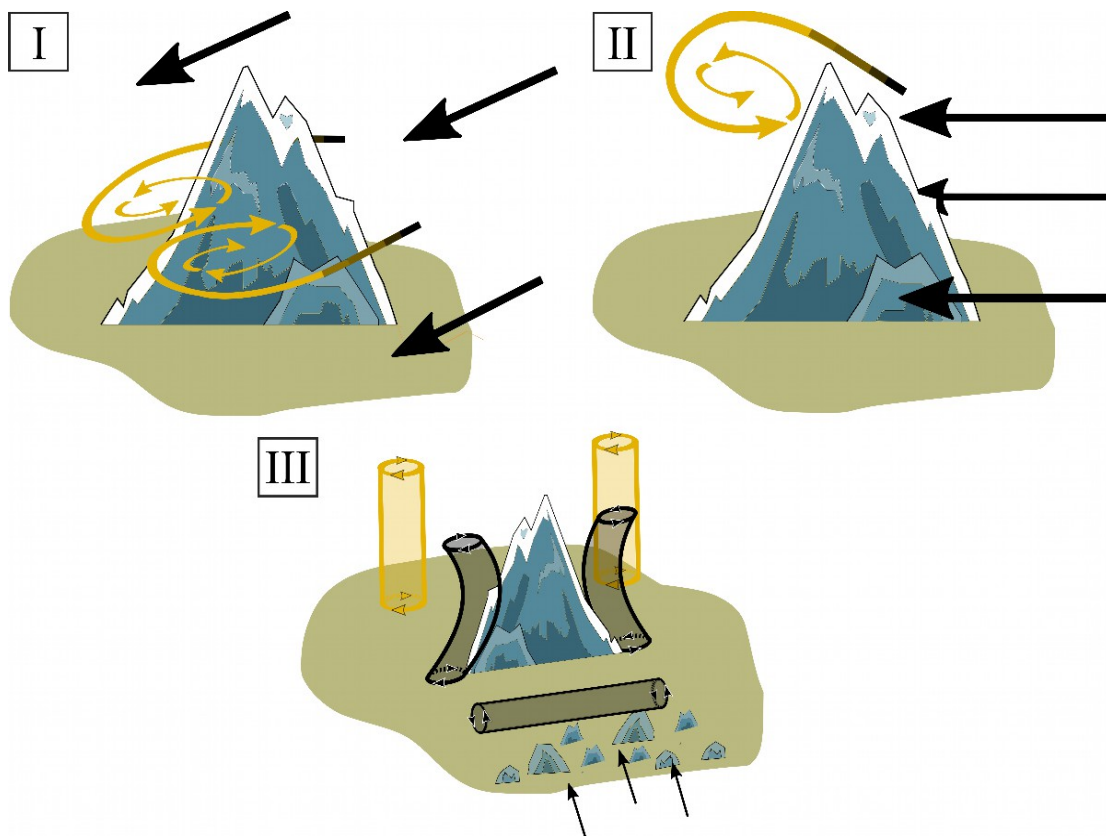


Figura 5.1. Modelos de generación de vorticidad por medio de una componente del viento dominante y orografía compleja. Información tomada de Whiteman (2000) y Bergen (2012).

Un proceso similar, pero de generación de vórtices de eje horizontal se da conforme el viento atraviesa la obstrucción por arriba (Figura 5.1, II). Cuando estas circulaciones verticales se inclinan hacia arriba por medio de gradientes de

velocidad vertical, por ejemplo, entre los límites de corrientes ascendentes y descendentes, pueden ser fuente de vorticidad vertical (Bluestein, 2013).

El tercer origen de vorticidad se muestra en la Figura 5.1 III, en este caso se asume la creación de vorticidad horizontal de la misma forma del caso anterior (Figura 5.1, II) debida a una superficie bastante rugosa. En este escenario los pequeños vórtices se unen formando un rollo de vorticidad de eje horizontal, que, cuando se topa con una montaña lo suficientemente alta se rompe en dos nuevos vórtices. Esta teoría de rompimiento es descrita por Bergen (2012) y es conocida como “vórtices gemelos”.

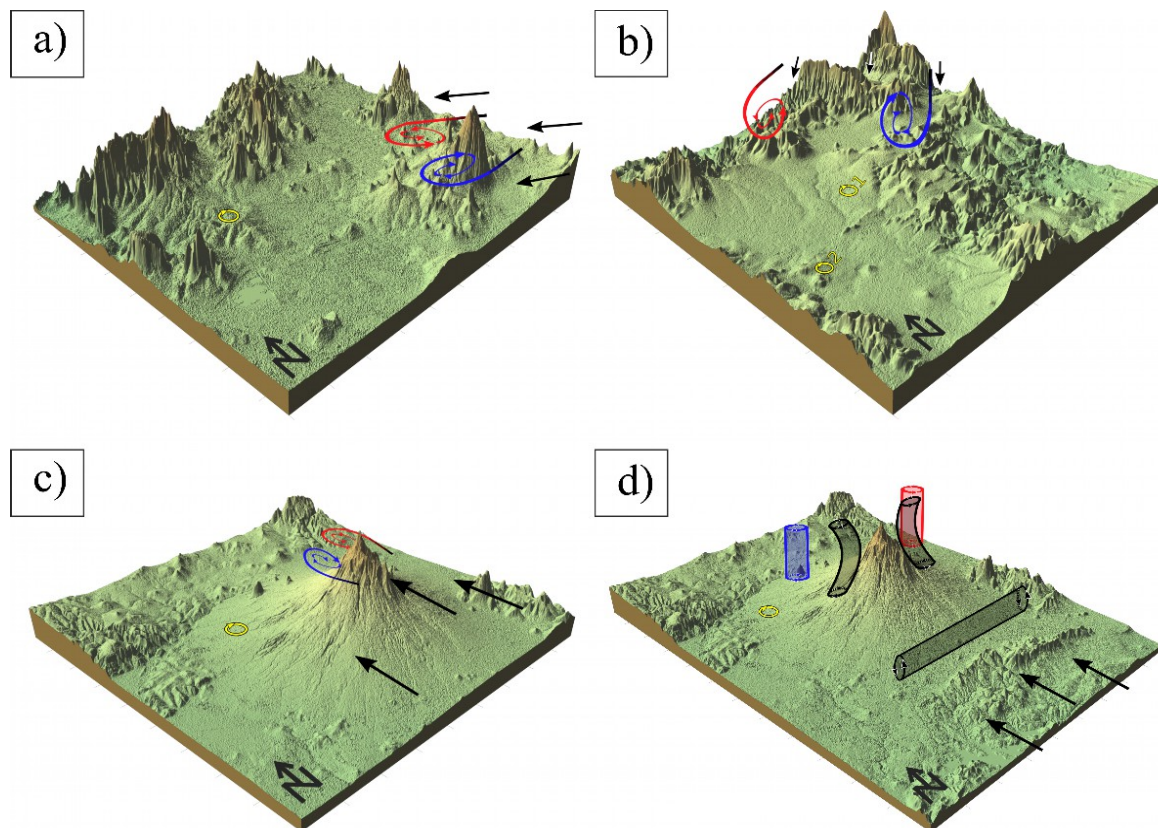


Figura 5.2. Propuesta de generación de vorticidad por medio de una componente del viento dominante y orografía compleja en los tornados de a) Tequixquiac, Edo Mex., b) Cadereyta de Montes (1), Piedras Negras (2) en Querétaro, c y d) Chiautempan, Tlaxcala.

El sentido de rotación de los vórtices generados por la orografía estará sujeto a la dirección del viento dominante. Por los resultados obtenidos en el modelo y descritos en la sección anterior, muestran que los tornados tuvieron origen en un área de alta rugosidad orográfica que permite sugerir una dinámica local de los flujos que circulan a los alrededores.

En el caso I, del Estado de México (Figura 5.2 a), la componente horizontal del viento que dominaba al momento del tornado tenía una dirección hacia el noroeste (flechas negras). Durante su curso el viento atravesaba una montaña ubicada al sureste del dominio. Originándose vórtices horizontales ciclónicos (circulación azul) al noreste de la barrera y anticiclónicos al suroeste (circulación roja).

Para los casos ubicados en el estado de Querétaro (Figura 5.2 b), la componente del viento dominante llevaba una dirección hacia el suroeste (flechas negras), por lo que la vorticidad ciclónica (circulación azul) quedará al noroeste del dominio, mientras que la vorticidad anticiclónica al sureste (circulación roja).

Por último, para el caso del estado de Tlaxcala, se proponen dos maneras de obtener vorticidad anticiclónica. La primera es similar a los casos anteriores, la vorticidad anticiclónica se posiciona al oeste de la montaña, cerca donde se presentó la perturbación del tornado, por su parte la ciclónica se ubica al este. (Figura 5.2 c)

En la segunda propuesta (Figura 5.2 d) la vorticidad horizontal se produce a sotavento de una serie de montañas en una línea normal a la dirección del viento, creándose un cilindro de vorticidad. Este cilindro al encontrarse con el volcán La Malinche se pliega y se rompe envolviendo al volcán a sus costados, dejando la circulación anticiclónica al oeste (circulación roja) y ciclónicas al este (circulación azul).

Con este análisis, se deduce que la orografía compleja juega un papel importante en la generación de vorticidad de sentido de rotación ciclónica y anticiclónica por igual y que quizá es la inestabilidad del ambiente la que termina fortaleciendo una

u otra, lo que pudiera explicar la constante probabilidad del cincuenta-cincuenta en la formación de un evento anticiclónico en la FVTM.

5.2 Propuesta: Estructura de tornado anticiclónico

Los resultados obtenidos por el modelo sugieren que en los eventos de tornados anticiclónicos estudiados existe un flujo de aire frío y húmedo que desciende desde una altura promedio de entre 1 y 1.5 Km de altura hasta superficie. En superficie, este descenso se comporta como una divergencia del viento en todos los casos.

Por los cortes verticales, se puede determinar las celdas de circulación que se desarrollaron durante los eventos de tornado y son trazadas con líneas negras y verdes en la Figura 5.3. El comportamiento resultante en cada una de estas circulaciones resulta en un giro anticiclónico.

Anteriormente se había mencionado que el sentido de rotación de tornados no-supercelda en Estados Unidos es en un 99.9% ciclónica. A pesar de que la teoría en el análisis de la ecuación de momento en coordenadas naturales y su respectivo balance de fuerzas declara que cuando un movimiento atmosférico tiene escalas espacial-horizontal y temporal pequeñas, es decir, cuando el número de Rossby es grande, la fuerza de Coriolis no juega un papel importante y puede entonces despreciarse resultando en un equilibrio de fuerzas ciclostrófico. La peculiaridad más importante dentro del balance ciclostrófico es que la solución de su vector velocidad es aleatorio, existe la misma probabilidad de que el giro presente en un tornado, por ejemplo, sea ciclónico o anticiclónico. Sin embargo, la mayoría de los tornados en Estados Unidos provienen de una supercelda, la cual tiene la suficiente escala para reducir el número de Rossby y sentir la rotación de la Tierra, otorgándole el característico giro ciclónico al tornado.

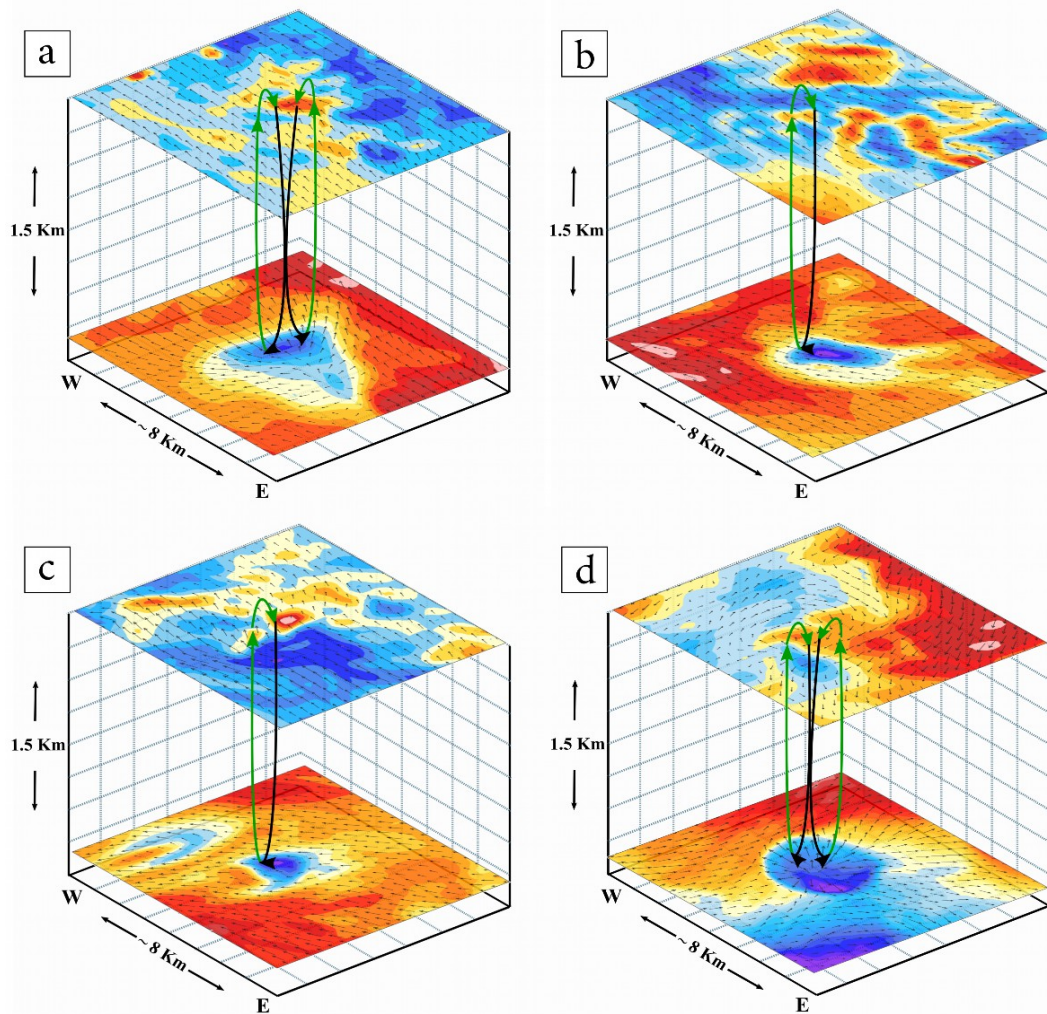


Figura 5.3. Campos horizontales de temperatura en superficie y a 1.5 kilómetros de altura. El flujo descendente se marca en negro y su continuidad en verde según los cortes verticales para los casos de a) Estado de México, b) Cadereyta de Montes Qro., c) Piedras Negras, Qro., d) Tlaxcala.

Respecto a los tornados en México, Carbajal *et al* (2019) han afirmado que la mayoría de los tornados originados en la región de la FVTM son no-supercelda. En particular los eventos estudiados aquí son del tipo no-supercelda, por lo que el tornado responde también a un balance ciclóstrófico y por ende no existe una dirección preferencial en el tornado. Este hecho concuerda precisamente con lo también encontrado por Carbajal *et al* (2019), ya que aseveran que al parecer no hay una dirección de rotación dominante y, por lo tanto, otros factores además del

efecto de la rotación de la tierra (como las variaciones del terreno abordadas anteriormente) son responsables de la dirección de giro en los tornados observados.

En los resultados de tres de los eventos estudiados (incluyendo el posible tornado en Piedras Negras, Querétaro), también se pudo observar que a 1 Km de altura en el campo horizontal de temperatura existe un contraste térmico por encima de la divergencia, en concreto se presenta una zona cálida (Figura 5.3), completamente relacionada a las celdas de circulación que transportan aire con diferentes propiedades. Este hecho provocó especular acerca de otro mecanismo o balance de fuerzas que pudiera intervenir en la relación de los flujos para que en la solución del vector velocidad se favorezca la rotación anticiclónica. La respuesta en el caso de los tornados dentro de la FVTM podría depender de las circunstancias de cada evento. Si bien, en este trabajo se sugiere que el contraste térmico en capas superiores representa un factor clave en el giro horario, es necesaria mayor investigación.

Considerando las características presentadas y discutidas previamente, se propone por primera vez un modelo básico que intenta explicar y representar, a grandes rasgos, la estructura de un tornado anticiclónico (Figura 5.4 a).

En dicho modelo se observa la circulación anticiclónica en forma de espiral ascendente (líneas verdes) en donde existen corrientes con dirección negativa al centro (líneas negras) y la respuesta de estas creándose celdas de circulación visualizadas en su corte vertical (líneas azules, Figura 5.4 b). La variación entre flotabilidad positiva y negativa se hace presente por la inestabilidad del ambiente, y que, según lo obtenido por el modelo, se encontrarían velocidades entre -2.5 y 2.5 m/s durante los movimientos verticales. El resultado de este mecanismo es representado por convergencia en altura y divergencia en superficie. La divergencia ocasiona aire frío y húmedo en niveles bajos y la convergencia aire cálido y ligeramente más seco en niveles altos. Todo este proceso desarrollado en el primer kilómetro y medio de espesor generando un ambiente de circulación anticiclónica.

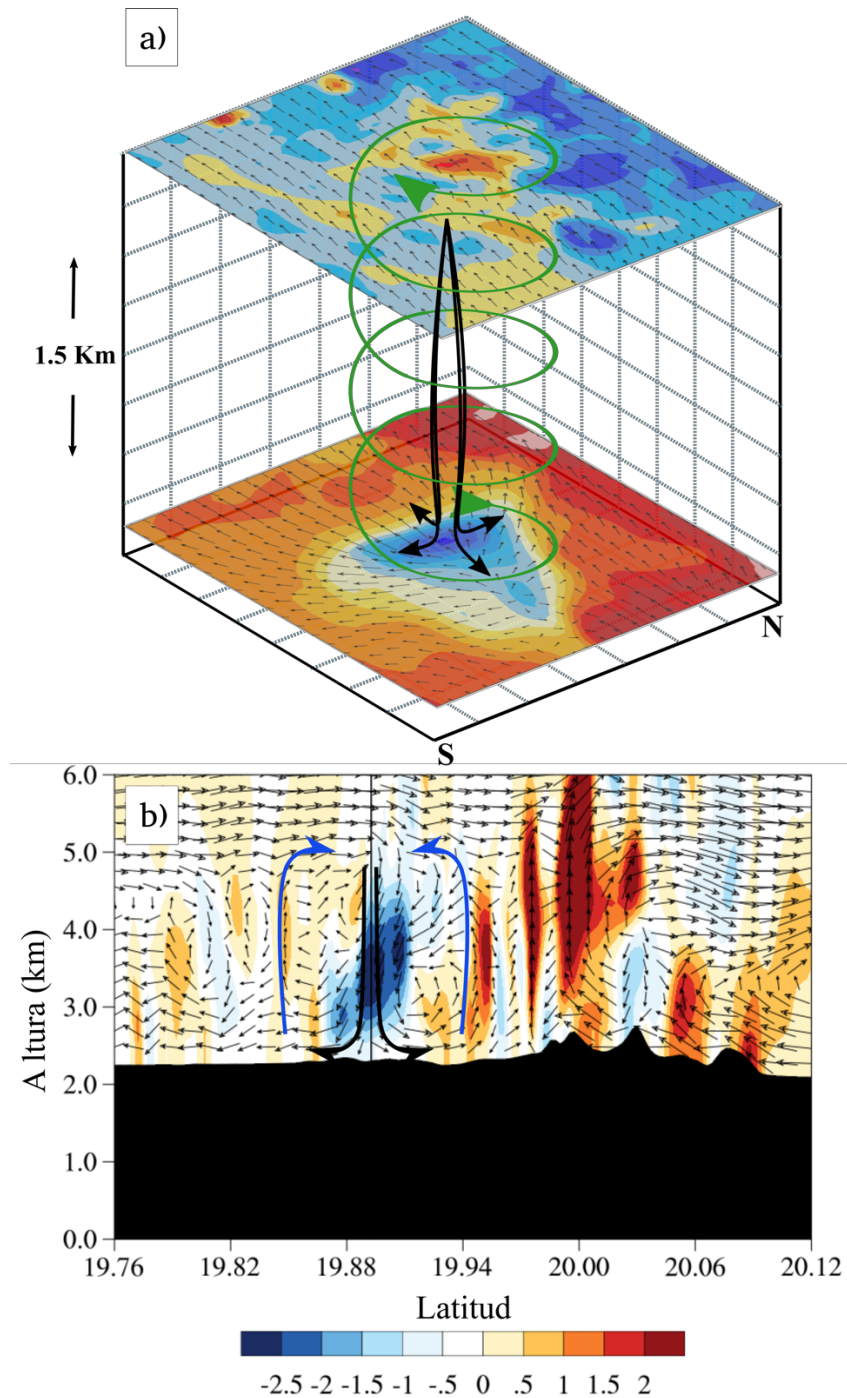


Figura 5.4. a) Propuesta de la estructura de un tornado anticiclónico en la FVTM. En negro se marca el flujo descendente y en verde la circulación anticiclónica del tornado. b) Corte latitudinal de la velocidad vertical (m/s). En negro se remarca el flujo descendente y en azul la continuidad del flujo. El modelo usa como ejemplo el caso de Tequixquiac, Estado de México.

CAPÍTULO 6

CONCLUSIONES

Para identificar la diferencia dentro de la dinámica de un tornado ciclónico y anticiclónico, además de reconocer las condiciones de formación de un tornado en la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), se realizaron simulaciones numéricas con el modelo WRF a una resolución de 0.25 Km de tres casos de estudio, intentado obtener resultados a mayor detalle. La ejecución de las simulaciones resultó exitosa al evaluar al modelo con parámetros estadísticos y reanálisis ERA 5; se cumplió así el primer objetivo planteado.

A partir de los resultados obtenidos en las simulaciones se analizaron variables meteorológicas como temperatura, humedad, relativa, velocidad y dirección del viento, topografía y helicidad relativa a la tormenta, cumpliendo de esta forma el segundo objetivo de la investigación. En un primer análisis de los campos horizontales, específicamente en el caso de Cadereyta de Montes, que tuvo una probable tornadogénesis por misociclones, se identificó una zona con características similares a los tres casos de estudio, por lo que se consideró como un segundo posible evento de tornado cercano al poblado de Piedras Negras, Querétaro. Se verificó que dicho fenómeno no fue reportado en las plataformas de internet por lo que se especula pasó desapercibido al no ubicarse dentro de la mancha urbana de ninguno de los tres pueblos más cercanos que lo rodeaban.

A lo largo de la investigación pudo encontrarse que en situación de tornado anticiclónico existe un flujo de aire frío con dirección negativa, que inicia a una altura de 1.4 kilómetros, aproximadamente, desde el terreno, y que se observa como una divergencia del viento en superficie.

A lo largo de la investigación pudo encontrarse que en situación de tornado anticiclónico existe un flujo de aire con una temperatura menor a comparación con los alrededores que desciende desde una altura de 1.4 Km en promedio hasta superficie, este flujo además se detectó con una humedad relativa mayor.

Por otro lado, se realizó un análisis de la temperatura y la humedad de cinco capas en altura, cada una espaciada cada 250 metros hasta cumplir 1 kilómetro de altura. En su revisión, se identificó, para los cuatro eventos, una zona de aire cálido y seco en donde también resaltaba la convergencia del viento en superficie. Estas propiedades térmicas en los campos horizontales en superficie y en altura fueron vinculadas a las celdas de circulación generadas por el descenso de aire, es decir, mientras aire frío bajaba a superficie, aire cálido ascendía por conservación de masa. El análisis de las celdas de circulación resultó favorable para el giro horario. Como se estableció en los objetivos, los resultados dieron origen a un modelo básico que describe los flujos netos existentes en un tornado anticiclónico.

Bajo la premisa inicial acerca de la aparente igualdad en la estadística de ocurrencia de tornados ciclónicos y anticiclónicos en la FVTM (Carbajal *et al*, 2019) se intentó explicar relacionándolo a la compleja orografía dentro de la zona. Por medio de modelos de circulación establecidos que idealizan de manera visual la dinámica de los vientos al toparse con una barrera orográfica explicando de esta forma que existe la misma probabilidad de desarrollarse vorticidad ciclónica y anticiclónica bajo estas condiciones.

Esta investigación resulta de gran relevancia debido a la descripción de los tornados anticiclónicos y sus procesos de formación, pero es indispensable realizar un estudio más profundo en donde intervengan y se simulen mayor cantidad de tornados anticiclónicos; además de la necesidad de contar con datos observados para poder verificar y validar los resultados.

REFERENCIAS

- Barinov, V. (2010). Systems and methods for affecting spinning atmospheric phenomena. U.S. Patent Application No 12/497,638, 7
- Bergen, W. R. (1976). Mountainadoes: A significant contribution to mountain windstorm damage. *Weatherwise*, 29(2), 64-69.
- 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*. Springer.
- Bluestein, H. B., French, M. M., Snyder, J. C., & Houser, J. B. (2016). Doppler radar observations of anticyclonic tornadoes in cyclonically rotating, right-moving supercells. *Monthly Weather Review*, 144(4), 1591-1616.
- Bluestein, H. B., Weiss, C. C., French, M. M., Holthaus, E. M., Tanamachi, R. L., Frasier, S., & Pazmany, A. L. (2007). The structure of tornadoes near Attica, Kansas, on 12 May 2004: High-resolution, mobile, Doppler radar observations. *Monthly weather review*, 135(2), 475-506.
- 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 & Szoke. (1989). A case study of nonmesocyclone tornado development in northeast Colorado: Similarities, to waterspout formation. En *The Tornado: Its Structure; Dynamics; Prediction, and Hazards* (pp. 319-352). American Geophysical Union.

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.

Church, C. R. and J. T. Snow, 1993: Laboratory models of tornadoes. In: C. R. Church (Ed.), *The Tornado: Its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards*, American Geophysical Union, Washington, D.C., pp. 277–295.

Das, M. K., Das, S., Chowdhury, M. A. M., & Karmakar, S. (2015). Simulation of tornado over Brahmanbaria on 22 March 2013 using Doppler weather radar and WRF model. *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, 7(5), 1577-1599.

Ferrari, L. (2000). Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53(1), 84-92.

Forbes, G. S. & Bluestein, H. B. (2001). Tornadoes, Tornadic Thunderstorms, and Photogrammetry: A Review of the Contributions by T. T. Fujita. *Bulletin of the American Meteorological Society*.

Fred, H., (2012). Numerical Simulation of a Tornado Generating Supercell. American Institute of Aeronautics and Astronautics.

Friedrich, K., Kingsmill, D. E., & Young, C. R. (2005). Mesocyclone characteristics along Florida gust fronts during CaPE. *Monthly weather review*, 133(11), 3345-3367.

Fujita, T. T. (1972). Tornado occurrences related to overshooting cloud-top heights as determined from ATS pictures.

Fujita, T. T. (1977). Anticyclonic tornadoes. *Weatherwise*, 30(2), 51–64.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M., & Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la faja volcánica transmexicana. *Boletín de la Sociedad geológica Mexicana*, 57(3), 227-283.

- Holton, J. (2004). *An introduction to Dynamic Meteorology (Vol 1)*. Academic Press.
- Instituto Nacional de Ecología. (2009). México: Cuarta comunicación nacional ante la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático.
- Kosiba, K., & Wurman, J. (2010). The three-dimensional axisymmetric wind field structure of the Spencer, South Dakota, 1998 tornado. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 67(9), 3074-3083.
- Lee, B. D., & Wilhelmson, R. B. (1996). 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(1), 32-60.
- Lee, B. D., & Wilhelmson, R. B. (2000). The numerical simulation of nonsupercell 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., 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.
- Litta, J., Mohanty, C., Bhan, C. (2010). Numerical simulation of a tornado over Ludhiana (India) using WRF-NMM model. *Royal Meteorological Society*.
- Macías, J. (2001). *Descubriendo los tornados en México. El caso de Tzintzuntzan*. Antropologías, CIESAS. México, D.F.
- Macías, J. y Avendaño, A. (2013). *Climatología de los tornados en México*. Investigaciones Geográficas, Boletín núm. 83. Instituto de Geografía, UNAM, México, pp. 75-88.

Markowski, P. (2007). Tornadoes and tornadogenesis. En Gaiotti, D., Steinacker, R., & Stel, F. Atmospheric Convection: Research and Operational Forecasting Aspects. Springer.

Markowski, P. M., & Dotzek, N. (2011). A numerical study of the effects of orography on supercells. Atmospheric research, 100(4), 457-478.

Markowski, P. M., & Richardson, Y. P. (2010). Mesoscale Meteorology in Midlatitudes. Royal Meteorological Society.

Markowski, P., & Richardson, Y. (2013). How to Make a Tornado. Weatherwise, 66(4), 12–19.

Markowski, P. M., & Richardson, Y. P. (2014). The influence of environmental low-level shear and cold pools on tornadogenesis: Insights from idealized simulations. Journal of the Atmospheric Sciences, 71(1), 243-275.

Martin, J. (2006). Mid-latitude Atmospheric Dynamics: a first course. Wiley.

Matsui, M., & Tamura, Y. (2009). Influence of swirl ratio and incident flow conditions on generation of tornado-like vortex. Proceedings of EACWE5.

Nasir, Z., & Bitsuamlak, G. T. (2018). Topographic effects on tornado-like vortex. Wind and Structures, 27(2), 123-136.

National Centers for Environmental Prediction/National Weather Service/NOAA/U.S. Department of Commerce (2015). NCEP GDAS/FNL 0.25 Degree Global Tropospheric Analyses and Forecast Grids. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory.

National Oceanic and Atmospheric Administration (2010). U.S Tornado Climatology. Recuperado de: <https://www.ncdc.noaa.gov/climate-information/extreme-events/us-tornado-climatology>.

Orlanski (1975).

Pasquare, G., Forcella, F., Tibaldi, A., Vezzoli, L., & Zanchi, A. (1986). Structural behaviour of a continental volcanic arc: the Mexican Volcanic Belt. In *Developments in Geotectonics* (Vol. 21, pp. 509-527). Elsevier.

Pendick, D. (1998). Virtual Vortex: Landspout in a Box. *Weatherwise*, 51(3), 24-31.

Powers, J. G., Klemp, J. B., Skamarock, W. C., Davis, C. A., Dudhia, J., Gill, D. O., ... & Grell, G. A. (2017). The weather research and forecasting model: Overview, system efforts, and future directions. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(8), 1717-1737.

Rasmussen, E. N. (2003). Refined supercell and tornado forecast parameters. *Weather and Forecasting*, 18(3), 530–535.

Rivera, S. (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. Ciudad de México.

Roberts, R. D., & Wilson, J. W. (1995). The genesis of three nonsupercell tornadoes observed with dual-Doppler radar. *Monthly weather review*, 123(12), 3408-3436.

Servicio Meteorológico Nacional (SMN) (2016). Pronóstico Meteorológico General. Aviso No. 296. Disponible en: <http://smn.cna.gob.mx/>

Servicio Meteorológico Nacional (SMN) (2017 a). Pronóstico Meteorológico General. Aviso No. 360. Disponible en: <http://smn.cna.gob.mx/>

Servicio Meteorológico Nacional (SMN) (2017 b). Pronóstico Meteorológico General. Aviso No. 436. Disponible en: <http://smn.cna.gob.mx/>

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.

Sira, O., Falcón Veloz, N. L., & Vega, C. (2010). Micro-tornados y trombas marinas en Venezuela.

Skamarock, C., Klemp, B., Dudhia, J., Gill, D., Liu, Z., Berner, J., Wang, W., Powers, J., Duda, M., Barke, D., Huang, X. (2018). A Description of the Advanced Research WRF Model Version 4. NCAR Technical Notes.

Snow, J. T. (1987). Atmospheric columnar vortices. *Reviews of Geophysics*, 25(3), 371-385.

Steinacker, R., (2007). Dynamical Aspects of Topography: The Role of Obstacles. En Giaiotti, D., Steinacker, R., & Stel, F. *Atmospheric Convection: Research and Operational Forecasting Aspects*. Springer.

Tyrrell, J. (2009). A tornado with anticyclonic rotation at Clooacan, Co. Mayo. *Biology and Environment: Proceedings of the Royal Irish Academy*, Vol 109B, No. 1 (April 2009), pp. 1-10.

Wakimoto, R. M. (1983). The West Bend, Wisconsin storm of 4 April 1981: A problem in operational meteorology. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 22(1), 181-189.

Wakimoto, R. M., and Martner, B. E. (1989). Photogrammetric/radar analysis of the 2 July tornado during CINDE. En *The Tornado: Its Structure; Dynamics; Prediction, and Hazards* (pp. 319-352). American Geophysical Union.

Wakimoto, R. M., & Wilson, J. W. (1989). Non-supercell tornadoes. *Monthly Weather Review*, 117, 1113–1140.

Whiteman, C. D. (2000). *Mountain meteorology: fundamentals and applications*. Oxford University Press.

Wurman, J., Kosiba, K., & Robinson, P. (2013). In situ, Doppler radar, and video observations of the interior structure of a tornado and the wind–damage relationship. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94(6), 835-846.

Yamauchi, H., Niino, H., Suzuki, O., Shoji, Y., Sato, E., Adachi, A., & Mashiko, W. (2013). Vertical structure of the Tsukuba F3 tornado on 6 May 2012 as revealed by a polarimetric radar. In Proceedings of 36th AMS Radar Conference.

Zepeda, R. V. (2005). Las regiones climáticas de México 1.2. 2 (Vol. 2). UNAM.