



# **UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA**

## **"INTERACCIÓN DE ANTICICLÓN DE VERANO DE NORTEAMÉRICA CON LOS CICLONES TROPICALES: ESTUDIO DE CASOS ESPECÍFICOS"**

**TESIS**

**QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE  
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**PRESENTA**

**JAIME STEVEN HERNÁNDEZ ALFARO**

**TUTOR**

**DR. ISMAEL PÉREZ GARCÍA** (Centro de Ciencias de la Atmósfera)

**JURADO EXAMINADOR**

**DR. VÍCTOR MANUEL MENDOZA CASTRO** (Centro de Ciencias de la Atmósfera)

**DR. DAVID PARRA GUEVARA** (Centro de Ciencias de la Atmósfera)

**DR. ISMAEL PÉREZ GARCÍA** (Centro de Ciencias de la Atmósfera)

**DR. LUIS FARFÁN MOLINA** (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada)

**DR. LUIS BRITO CASTILLO** (Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste)

**MÉXICO D.F., ENERO DE 2016**



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

# Agradecimientos

Al Dr. Ismael Pérez García, por todo el apoyo brindado durante el transcurso de la Maestría, por los conocimientos que me transmitió, por ampliar mi visión científica y por darme una nueva visión de las Ciencias Atmosféricas. Gracias por el tiempo dedicado y la confianza en mi capacidad.

A los sinodales, Dr. David Parra Guevara, Dr. Víctor Mendoza Castro, Dr. Luis Farfán y al Dr. Luis Brito Castillo, por sus valiosos comentarios y aportaciones, su cordialidad, el tiempo que dedicaron a la revisión de esta tesis y por haberme ayudado a mejorarla.

Al M. Sc. David Enoc Escobar, a la Licda. Lorena Soriano y al Lic. Luis García por haberme introducido al mundo de las Ciencias de la Tierra, en especial al de las Ciencias Atmosféricas y por el soporte que me brindaron para poder hacer mis estudios en el extranjero.

A mi familia y amigos en El Salvador, ya que a pesar de la distancia, su apoyo y las palabras de motivación fueron vitales para poder concluir este proyecto.

A todos los profesores del Centro de Ciencias de la Atmósfera con quienes tuve contacto, ya que me brindaron los conocimientos y herramientas necesarias para poder realizar esta investigación.

A Alfonso Salas por la adquisición de los datos con lo que se trabajó.

A mis compañeros y amigos: Adrián, Alejandro, Alonso, Ana, Andrea, Eréndira, Fernando, Geidy, Gilberto, Jaime, Manuel, Mario, Martha, Martín, Miguel, Omar, Walter y Yanet, por su amistad, su afecto y por todos los momentos y experiencias que compartimos, tanto dentro como fuera de la universidad.

A Sonia López y Arturo Hernández, por su incondicional apoyo en mi llegada a este país.

A la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) y al Posgrado en Ciencias de la Tierra, por contribuir en mi formación académica, por las facilidades que me otorgaron y por el apoyo económico.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT), a la Fundación Heinrich Böll y al AMEXCID, por otorgarme el apoyo económico y las facilidades necesarias para la realización de mis estudios de maestría en la máxima casa de estudios de México.

# Dedicatoria

A mis padres, mi hermano, mi abuela, mi prima y mi tía, por apoyarme en todo momento, son el regalo más valioso que esta vida me ha dado. Gracias por creer en mí, por estar en esta etapa de mi vida a pesar de los cientos de kilómetros que nos separaban, por darme muchas alegrías y brindarme lo mejor de ustedes. Agradezco el amor inmenso que me han dado, por ser parte de mis principales decisiones y por haberme enseñado que nunca debo rendirme. Todos los triunfos que he logrado están dedicados a ustedes, ya que son la razón de mi existir y lo que más amo en este mundo.

A personas especiales que han compartido conmigo momentos inolvidables, mis amigos en mi país natal, las nuevas amistades que he cosechado en esta hermosa nación, a mis profesores de licenciatura y a todos los que de alguna u otra forma me han apoyado en este camino. Gracias por su amistad, su cariño que he sentido en cada momento, porque me han dedicado sonrisas y tristezas, porque en cada triunfo y fracaso han estado apoyándome y por formar parte de los mejores momentos de mi vida.

# Índice general

<b>Resumen</b>	<b>1</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>3</b>
1.1. Los ciclones tropicales . . . . .	4
1.2. Circulación monzónica en Norteamérica . . . . .	7
1.3. Interacción de vórtices atmosféricos . . . . .	10
1.4. Hipótesis de la tesis . . . . .	11
1.5. Estructura de la tesis . . . . .	12
1.6. Objetivos de la tesis . . . . .	12
<b>2. Metodología</b>	<b>14</b>
2.1. Datos utilizados . . . . .	14
2.1.1. Datos de reanálisis NCEP-NCAR y ECMWF . . . . .	14
2.1.2. Best-Track HURDAT . . . . .	15
2.2. Descripción de la metodología . . . . .	15
2.2.1. Selección de los casos de estudio . . . . .	15
2.2.2. Revisión de los informes técnicos emitidos por el NHC para cada caso de estudio . . . . .	16
2.2.3. Análisis de líneas de corriente . . . . .	18
2.2.4. Variables que se analizan en el sistema dinámico . . . . .	19

<b>3. Casos de estudio: observaciones</b>	<b>20</b>
3.1. Huracán Roxanne (7-21 de octubre 1995)	20
3.2. Huracán Mitch (22 de octubre - 5 de noviembre 1998)	24
3.3. Huracán Katrina (23-30 de agosto 2005)	28
3.4. Huracán Rita (18-26 de septiembre 2005)	33
3.5. Huracán Stan (1-5 de octubre 2005)	37
3.6. Huracán Ike (1-14 de septiembre 2008)	41
3.7. Huracán Alex (25 de junio - 2 de julio 2010)	45
<b>4. Comportamiento del viento local en los ciclones tropicales como sistemas dinámicos</b>	<b>50</b>
4.1. Propiedades cinemáticas del campo de viento	50
4.1.1. Propiedades cinemáticas del campo de viento no lineal	54
4.2. Ejemplos de sistemas dinámicos obtenidos a partir de observaciones	54
4.2.1. Sistema dinámico para el anticiclón inducido por el huracán Mitch (1998)	55
4.2.2. Sistema dinámico para el vórtice ciclónico de Roxanne (1995)	57
4.3. Sistemas dinámicos oscilatorios	62
4.3.1. Ejemplo de sistemas oscilatorios: el péndulo doble	64
4.4. Ajuste cuadrático de una superficie a los datos de viento observados	66
<b>5. Interacción entre el ciclón tropical y el AVN en el contexto de la ecuación de vorticidad</b>	<b>73</b>
5.1. Ecuación de vorticidad barotrópica no divergente	73
5.2. Dinámica del movimiento de un ciclón tropical	74
5.3. Movimiento de un ciclón sobre un plano $\beta$	76
5.4. Experimentos numéricos realizados	78
5.4.1. Anticiclón aislado (con efecto $\beta$ )	79
5.4.2. Anticiclón de verano y ciclón tropical (sin efecto $\beta$ )	80

5.4.3. Anticiclón de verano y ciclón tropical (con efecto $\beta$ ) . . . . .	81
5.4.4. Anticiclón de verano y anticiclón inducido por un ciclón tropical (sin efecto $\beta$ ) . . . . .	83
5.4.5. Anticiclón de verano y anticiclón inducido por un ciclón tropical (con efecto $\beta$ ) . . . . .	84
5.4.6. Integración de toda la capa atmosférica con datos observados . . . . .	86
5.4.7. Introducción del término de divergencia . . . . .	90
<b>6. Conclusiones</b>	<b>92</b>
<b>Referencias</b>	<b>95</b>

# Resumen

Los ciclones tropicales son vórtices atmosféricos que se desarrollan sobre regiones oceánicas relativamente cálidas y cercanas al ecuador (Farfán et al. 2015), y que afectan a México y Centroamérica todos los años dejando cuantiosas pérdidas humanas y económicas. Entre sus efectos más devastadores están las marejadas de tormenta, los vientos intensos, las inundaciones y deslizamientos de tierra. La rápida intensificación de los ciclones tropicales se debe a distintos factores: la temperatura superficial del mar, la débil cizalladura vertical del viento y la existencia de sistemas en la alta troposfera que faciliten la divergencia de aire y apoyen la convección en superficie.

En esta tesis se aplican diferentes metodologías para estudiar la interacción entre el anticiclón de verano de Norteamérica (AVN) y los ciclones tropicales. El AVN es un sistema en la alta troposfera asociado al calentamiento en superficie y a la circulación monzónica en América del Norte, teniendo su mayor amplitud entre los niveles de 200 y 300 hPa, y durante los meses de verano e inicios del otoño boreal (junio-octubre). El AVN es un sistema que se desplaza sobre Centroamérica, México y el sur de Estados Unidos, y que ocasionalmente ha interactuado con los ciclones tropicales que llegan al Golfo de México y el Mar Caribe.

Para observar la interacción de estos sistemas se graficaron las líneas de corriente en los niveles de 200 hPa y 850 hPa para estudiar el comportamiento del AVN y de siete ciclones tropicales que han sido muy intensos y en los cuales se han registrado efectos devastadores en la región que azotaron. Estos ciclones pertenecen a la cuenca del Atlántico y son: Roxanne (1995), Mitch (1998), Katrina (2005), Rita (2005), Stan (2005), Ike (2008) y Alex (2010).

Se utilizaron datos de reanálisis del NCEP-NCAR y del ECMWF de las componentes zonal y meridional del viento con una resolución espacial de  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  y una resolución temporal de 6 horas. El dominio abarcó el Océano Atlántico y una parte del Pacífico oriental. Asimismo, se graficó la trayectoria que siguieron los ciclones tropicales con los datos de la base Best-Track HURDAT del Océano Atlántico, para comparar las fechas en las que se dio la intensificación del meteoro y en las que se observó la interacción con el AVN.

La interacción entre un ciclón tropical y el AVN puede ser considerada como una interacción de vórtices y se le puede asociar un sistema dinámico. A través del método numérico de diferencias finitas se obtuvieron los campos de divergencia, vorticidad, deformación cortante y deformación por estiramiento. También, como parte del sistema dinámico asociado a los vórtices se identificaron las configuraciones que se generan en las líneas de corriente (nodos, puntos sillas, focos atractores, focos repelentes, centros, etc). Se observaron puntos sillas asociados a zonas de deformación y nodos repelentes asociados a los vórtices anticiclónicos.



Por medio del análisis de líneas de corriente, se observó la persistencia del AVN sobre la región de México y Centroamérica y su interacción con los ciclones tropicales. En algunos casos, se pudo notar una intensificación del ciclón tropical a medida que el AVN en altura se hacía más extenso, posiblemente debido a la fusión con el anticiclón en altura generado por el ciclón tropical.

En otros casos, se observó la expansión del anticiclón en altura durante la etapa de disipación. Esta interacción entre los dos sistemas provocó precipitaciones intensas en las regiones donde se localizaban los centros de baja presión. Por lo tanto, en estos casos, el AVN no ayudó al ciclón a intensificarse, ya que éste se encontraba sobre el continente o cerca de la costa, pero fortaleció los movimientos convectivos en la región favoreciendo las precipitaciones.

Otro efecto que se pudo observar es que el flujo producido por el AVN puede "arrastrar" al vórtice que se encuentra en los niveles medios y bajos, haciendo que sus dorsales sirvan como guía en la trayectoria del ciclón tropical. Este fue el caso que se observó en la mayoría de los ciclones estudiados, los cuales fueron impulsados por el flujo en niveles altos, producido por una dorsal (generalmente es la dorsal oeste) del AVN.

Para estudiar numéricamente la interacción entre el AVN y los ciclones tropicales se realizó un ajuste cuadrático para el campo de vientos en los niveles altos. De esta manera, fue posible obtener una superficie cuadrática y reproducir de manera aproximada el campo de vientos generado por dicha configuración, la cual quedó representada a través de polinomios cuadráticos.

Por último, se realizaron experimentos analíticos resolviendo de manera espectral la ecuación de vorticidad barotrópica no divergente, considerando en algunos casos el efecto  $\beta$  y en otros no. Fue posible observar que el AVN muchas veces sirve como "guía" en el movimiento del ciclón tropical. Se tomó otro caso en el que se promedió toda la capa atmosférica, obteniendo resultados similares, y otro experimento en el que se introdujo el término de divergencia y con el cual se observó el fortalecimiento de un anticiclón más pequeño cerca de uno más grande. Esto explicaría la intensificación de algunos ciclones cuando estaban cerca del anticiclón de verano de Norteamérica.

Este trabajo abre una amplia gama de posibilidades en el estudio de la interacción de vórtices y de la influencia de sistemas en la alta troposfera en los mecanismos de intensificación y movimiento de los ciclones tropicales, todo esto orientado a mejorar el pronóstico y la modelación numérica de fenómenos atmosféricos.

# Capítulo 1

## Introducción

México y Centroamérica frecuentemente se encuentran bajo la influencia del anticiclón de verano de Norteamérica y por los ciclones tropicales del Océano Pacífico oriental y del Océano Atlántico durante los meses de verano y otoño. En este trabajo se muestra que la interacción entre estos sistemas atmosféricos de escala sinóptica tiene influencia en la intensidad de los vientos que alcanza el ciclón tropical, en la trayectoria que siguen y en la cantidad de precipitación.

El anticiclón de verano de Norteamérica en niveles altos es un sistema atmosférico de alta presión que se forma e intensifica en los meses de verano y principios de otoño sobre el suroeste de Estados Unidos y el noroeste de México, debido a la acción del calentamiento sobre la superficie.

Está íntimamente ligado con la estructura del Monzón de América del Norte, generando divergencia en altura y produciendo intensas precipitaciones en el noroeste de México y suroeste de Estados Unidos durante los meses de junio, julio, agosto y septiembre (Reyes et al. 1994).

El anticiclón de verano de Norteamérica tiene su máxima amplitud entre los niveles de 200 y 300 hPa. Este anticiclón no es estacionario y se desplaza sobre Norteamérica (de sur a norte durante los meses de verano) interactuando con otros sistemas como ciclones y ondas tropicales. Durante los meses de octubre y noviembre, el anticiclón de verano de Norteamérica tiende a bajar en latitud y moverse hacia el Pacífico tropical oriental, el centro de México, el Mar Caribe y América Central, mientras que entre junio y septiembre se localiza sobre el norte de México y el sur de Estados Unidos.

Se ha logrado identificar que algunas configuraciones de vientos en altura, como por ejemplo anticiclones y vaguadas, pueden acoplarse con sistemas en la baja troposfera (ondas tropicales, centros de baja presión, vaguadas, ciclones tropicales, etc) para generar fuertes lluvias, ya que al haber convergencia en niveles bajos y divergencia en altura, el aire puede ascender libremente generando núcleos de precipitación más intensos (Pérez-García et al. 2008).

## 1.1. Los ciclones tropicales

Los ciclones tropicales son vórtices atmosféricos de gran intensidad cuyo núcleo es considerablemente más cálido que su entorno, desde superficie hasta los niveles altos (Palmén y Newton 1969). Se forman sobre las aguas cálidas de los océanos tropicales donde las temperaturas de la superficie del mar están sobre los 26°C, generalmente entre las latitudes de 5° a 20° en cada hemisferio (Reyes et al. 1994). La dinámica que rige a los ciclones tropicales es no lineal, a diferencia de la dinámica de las ondas tropicales. Frecuentemente se desarrollan hasta convertirse en sistemas muy intensos y dependiendo de la región donde se formen se les conoce como huracanes (Atlántico y Pacífico Oriental) o tifones (Pacífico Occidental). El forzamiento termodinámico del mar y el forzamiento dinámico del aire de los alrededores es lo que controla la evolución de los huracanes.

Palmén y Newton (1969) consideran que las condiciones geográficas necesarias, pero no suficientes, para la formación de un ciclón tropical intenso son:

- a) Una superficie oceánica lo suficientemente grande y con una temperatura elevada, en la cual el aire húmedo se eleve con respecto a las capas más bajas de la atmósfera expandiéndose de una manera pseudo-adiabática y manteniéndose más caliente que la atmósfera no alterada en los alrededores, al menos hasta los 12 km de altura aproximadamente.
- b) Un parámetro de Coriolis ( $f = 2\Omega \sin \varphi$ , donde  $\Omega = 7.29 \times 10^{-5}$  rad/s y  $\varphi$  es la latitud) mayor de un cierto valor mínimo (aproximadamente  $2.0 \times 10^{-5}$  rad/s). Esto excluye latitudes entre los 5° y 8° a cada lado del Ecuador.
- c) Una cortante de vientos débil en la vertical, lo cual corresponde a una débil baroclinicidad en la corriente básica de la capa troposférica profunda.

Mientras la temperatura y el contenido de humedad de la capa más baja de la troposfera depende mucho de la temperatura superficial del mar, en la media y alta troposfera no es así. Por lo tanto la inestabilidad potencial de la atmósfera, sobre la cual reside la posibilidad de desarrollo de un núcleo cálido, está fuertemente influenciado por la temperatura de la superficie del océano, por lo que los ciclones tropicales intensos tienden a estar confinados en áreas con temperaturas cálidas en el mar (Palmén 1948; Bergeron 1954).

La estructura de un ciclón tropical maduro se puede observar en la Fig. 1.1. Una descripción sistemática de esa estructura fue dada por Deppermann (1947) y confirmada a través de observaciones aéreas. Esta estructura muestra que un ciclón tropical puede ser dividido en cuatro partes: (1) una región externa con vientos ciclónicos que se incrementan a medida que se acercan al centro; (2) un cinturón, en la región interna en la cual los vientos pueden alcanzar velocidades de huracán, caracterizado por líneas de inestabilidad y convección profunda; (3) una región interna de lluvias con una forma parecida a la de un anillo con precipitaciones intensas y velocidades de viento máximo; y (4) el ojo, dentro de una "zona de transición" a través de la cual hay un rápido decrecimiento de la velocidad del viento.

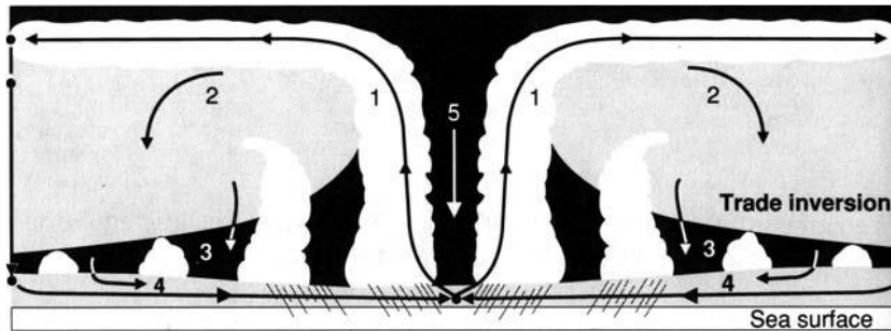


Figura 1.1: Sección transversal de un huracán maduro. El aire gira hacia el ojo (región 5) en la capa límite (región 4), asciende a lo largo de superficies constantes de momento en las nubes de la pared de ojo (región 1) y lentamente desciende y se seca en las regiones 2 y 3. Fuente: Modificado de Holton & Hakim (2012).

Anthes (1982) estableció que los únicos tres procesos de calentamiento diabático que son importantes en los huracanes son:

- Calor latente producido por los cambios de fase del agua: condensación, evaporación, derretimiento, congelamiento, sublimación y deposición. De estos, el más importante es por mucho la condensación.
- Transferencia de calor sensible en la superficie del océano. Se añade calor si el océano es más cálido que el aire y se extrae si es más frío.
- Radiación, tanto absorción de onda corta como absorción/emisión de onda larga.

Un parámetro importante en la ciclogénesis es la cortante de vientos en la vertical. El desarrollo del ciclón es favorecido cuando la cortante de vientos sobre la perturbación es mínima. Otro factor asociado a la intensificación de un ciclón tropical y que es importante destacar es la interacción de la perturbación con la circulación tropical general de gran escala o con sí mismo a través de procesos no lineales (Anthes 1982).

De acuerdo con Riehl (1948), la inestabilidad en los vientos alisios visto como una vaguada en niveles bajos se puede intensificar por una dorsal de gran escala en la alta atmósfera. Ramage (1959) observó una situación similar con los tifones del Pacífico al notar que la mayoría de ellos se intensificaron cuando la perturbación en superficie se localizó al oeste del eje de una dorsal en niveles altos y por debajo de los flujos máximos en altura. Otros casos importantes a considerar son los descritos por Colon y Nightingale (1963), quienes encontraron que de 40 casos de ciclones tropicales que se desarrollaron en el Atlántico, 28 ocurrieron cuando la perturbación se localizó al oeste de un anticiclón en altura o al este de una vaguada, mientras que solamente en 5 casos la intensificación ocurrió cuando la perturbación estaba por debajo de la parte este de un anticiclón en altura.

La vaguada tropical de la alta troposfera (ó TUTT por sus siglas en inglés) tiene influencia en la ciclogénesis tropical en la región de los vientos alisios, generando una interacción entre el flujo divergente de la tormenta con la circulación troposférica superior (Sadler 1976). Otros sistemas que pueden interactuar con los ciclones tropicales se muestran en la Fig. 1.2. Estos son la cresta subtropical (STR) y la cresta subecuatorial (SER). El flujo divergente frecuentemente se organiza en jets.

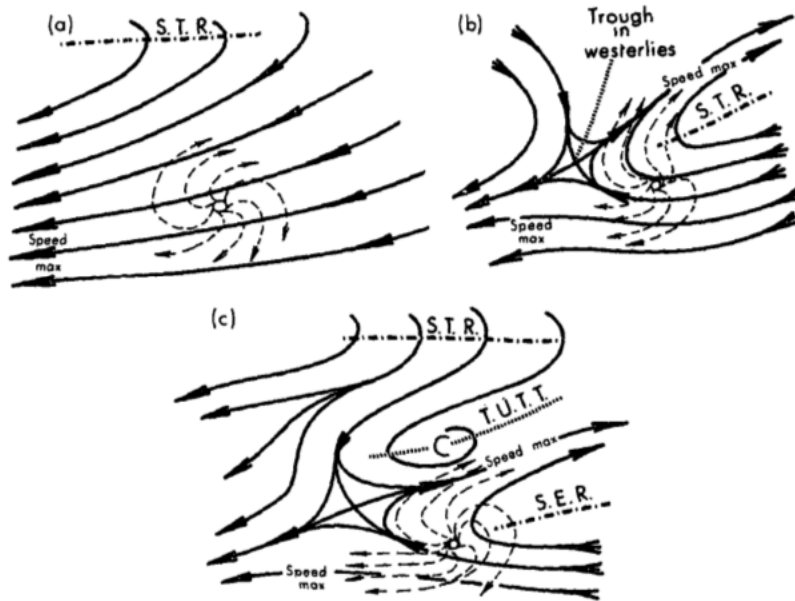


Figura 1.2: Esquema del flujo divergente de un ciclón (líneas punteadas) con la circulación de gran escala en la alta troposfera (líneas sólidas). Fuente: Sadler (1976).

Si una perturbación débil se mueve por debajo de la parte divergente de una vaguada en altura, la presión en superficie bajará, la convección se fortalecerá por el flujo de gran escala, la convergencia en niveles bajos se incrementará y la perturbación puede empezar a girar rápidamente, formándose así un ciclón tropical. Por otra parte, si la perturbación se encuentra en una zona de convergencia en altura, la presión en superficie subirá, la convección estará inhibida por la subsidencia regional, la convergencia en niveles bajos será mínima y la perturbación empezará a debilitarse (Anthes 1982).

La localización climatológica de algunos sistemas en altura, como por ejemplo vaguadas o crestas, pueden producir regiones favorables para la intensificación de los ciclones tropicales. Por ejemplo, Ramage (1974) identificó que las vaguadas en la troposfera alta son características semi-permanentes de la circulación tropical en el Mar del Sur de China durante el mes de octubre, y para la región del Caribe durante septiembre y octubre (Simpson y Sugg 1970). Esto sugiere que la localización geográfica y la climatología del AVN puede ser un factor clave a considerar al momento de estudiar la intensificación de ciclones tropicales en la región del Golfo de México, el Atlántico Norte, el Mar Caribe y el Pacífico Nororiental.

Los huracanes empiezan a perder las características tropicales cuando se alejan de las regiones cálidas y húmedas, y se mueven sobre tierra o en regiones con flujo en altura de gran escala que no es favorable para su desarrollo. Muchos ciclones se acercan a la costa de Norteamérica impulsados por el flujo en altura producido por anticiclones o vaguadas, donde pueden girar hacia el noreste, llevando al ciclón a latitudes altas donde la temperatura del aire y del océano es mucho más fría.

A menudo, los ciclones tropicales interactúan con los frentes polares, haciendo que aire frío se introduzca en el ciclón. A medida que la liberación de calor latente disminuye, la divergencia en niveles altos se debilita, el núcleo se enfría y la presión en superficie se eleva. Todos estos procesos hacen que el ciclón pierda intensidad y las características necesarias para definirlo como "tropical".

Cuadro 1.1: Clasificación de un ciclón tropical considerando la presión atmosférica, velocidad del viento y marejada de tormenta. Fuente: Modificado de Saffir, 2003.

Clasificación	Presión atmosférica	Velocidad del viento	Marejada de tormenta
Tormenta tropical	No aplica	Menor a 119 km/hr ó menor a 64 kt	Menor a 1.2 mts
Categoría 1	Mayor o igual a 980 hPa	119-153 km/hr ó 64-83 kt	1.2-1.5 mts
Categoría 2	965-979 hPa	154-177 km/hr ó 64-83 kt	1.6-2.6 mts
Categoría 3	945-964 hPa	178-209 km/hr ó 97-113 kt	2.7-3.7 mts
Categoría 4	920-944 hPa	210-249 km/hr ó 114-135 kt	3.8-5.5 mts
Categoría 5	Menor a 920 hPa	Mayor a 250 km/hr ó mayor a 135 kt	Mayor a 5.5 mts

En 1969, Herbert Saffir hizo un estudio para las Naciones Unidas con el objetivo de contribuir a la mitigación de daños producidos por los huracanes a nivel mundial. En ese estudio, él propuso una escala para medir los efectos estructurales provocados por la tormenta. La escala fue dividida en seis categorías: la menos intensa es la tormenta tropical, seguida de cinco intensidades de huracanes basadas en el incremento de la cantidad en el daño estructural. A inicios de los años 70, Robert Simpson expandió la escala creada por Saffir, al incluir los efectos de la marejada de tormenta y modificar los rangos de velocidad del viento. Recientemente, Saffir (2003) resumió los aspectos más relevantes de cada categoría (Cuadro 1.1).

## 1.2. Circulación monzónica en Norteamérica

La palabra monzón se deriva del vocablo árabe "maus in" que significa estación. Una circulación monzónica se define como el cambio en la dirección de los vientos estacionales entre el continente y el océano; es decir, durante una estación del año se observan vientos que circulan del océano a la tierra, y durante otra estación del año se registrará una inversión en la dirección de los vientos. Existen cuatro regiones principales donde se generan circulaciones monzónicas: en el suroeste de Asia y el Índico; en Australia y la Polinesia; en Africa noroccidental y el Atlántico oriental, y en el suroeste de América del Norte y el Golfo de México.

Los mecanismos para la formación de la circulación monzónica son prácticamente los mismos que para las brisas de mar y tierra, solo que en este caso las escalas de tiempo y espacio son mucho más grandes y, a diferencia de las brisas, los monzones si pueden perturbar considerablemente la circulación planetaria y, en consecuencia, generar anomalías climáticas de importancia, tales como abundantes precipitaciones, dramáticas sequías, ondas de calor, etc.

Básicamente el calentamiento diferencial entre el continente y el océano es el principal mecanismo generador: durante el verano los continentes se calientan más en comparación de los océanos y por lo tanto, se genera una zona de presión baja en las zonas continentales y de presión alta en las regiones oceánicas; la diferencia de presión en superficie da como resultado una fuerza que tiende a balancear las dos zonas, desarrollándose un transporte de propiedades como calor, masa, y energía. Durante el invierno se presentan condiciones contrarias; es decir, la superficie de los continentes es relativamente fría comparada con la de los océanos, por lo que los primeros desarrollan condiciones de presión alta, mientras que los océanos se caracterizan por presiones bajas.

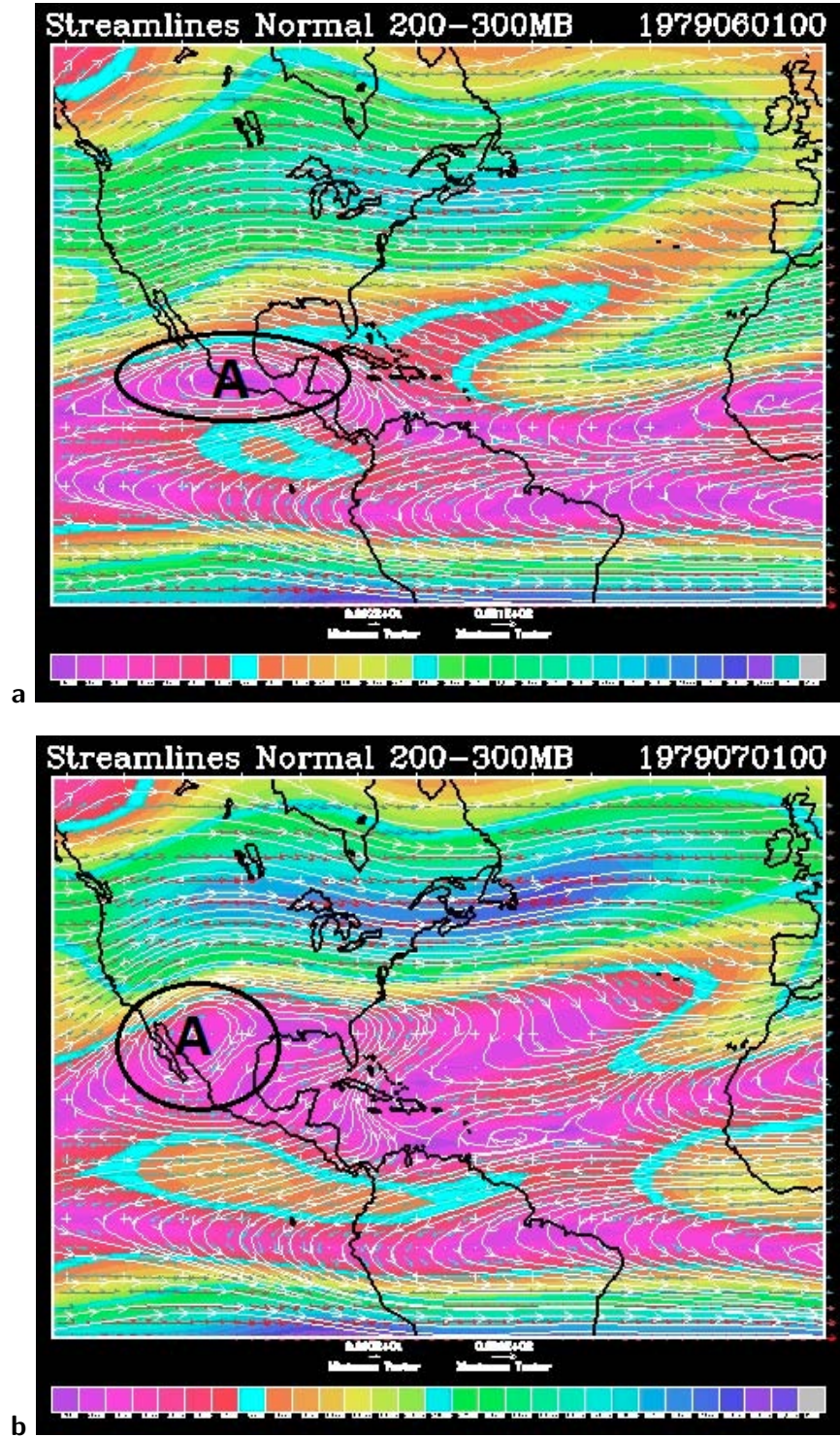


Figura 1.3: Promedios mensuales de líneas de corriente entre los niveles de 200 y 300 hPa para a) el mes de junio y b) el mes de julio. Los campos en colores representan la velocidad del viento. **A** representa un anticiclón.

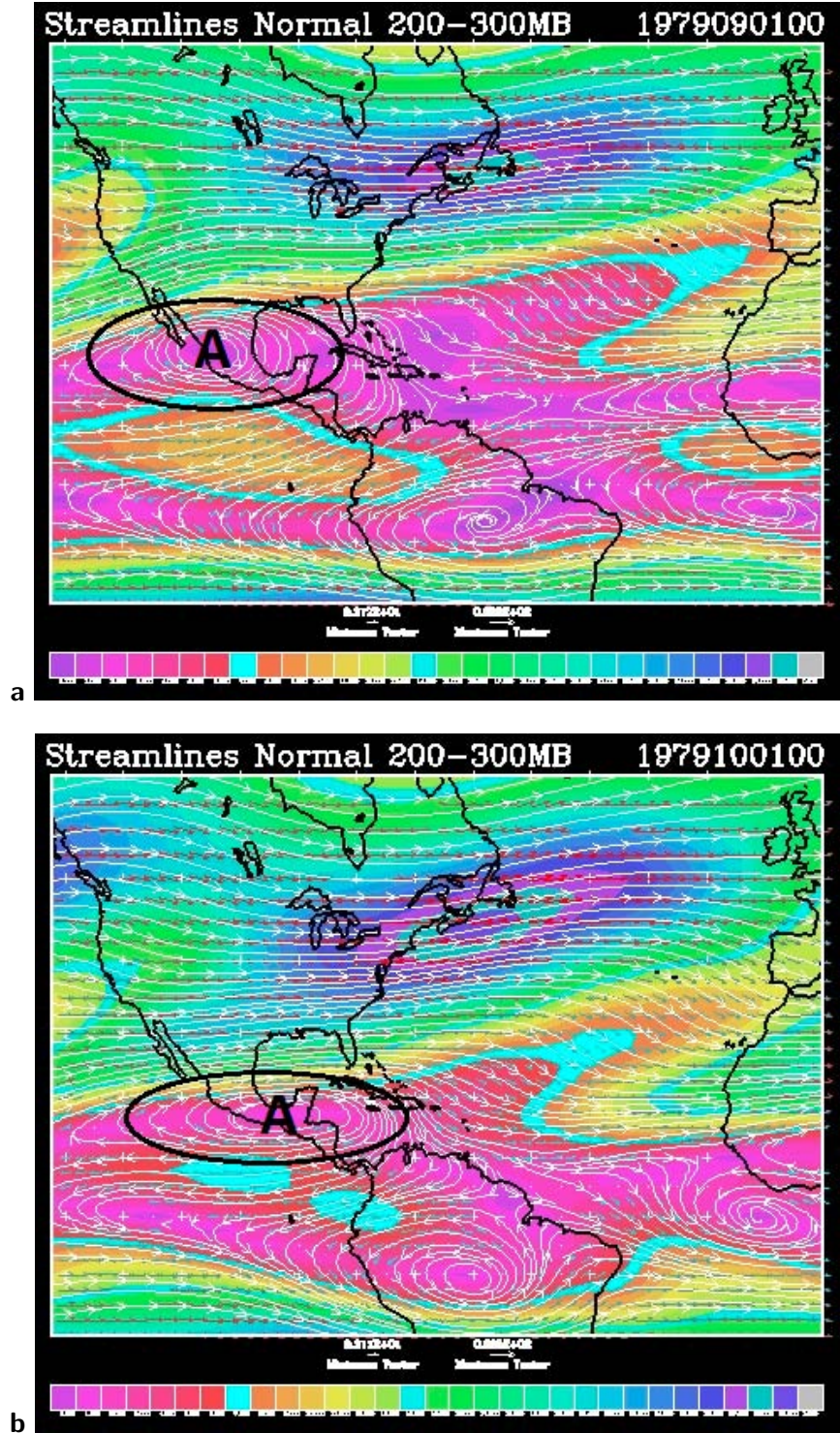


Figura 1.4: Promedios mensuales de líneas de corriente entre los niveles de 200 y 300 hPa para a) el mes de septiembre y b) el mes de octubre. Los campos en colores representan la velocidad del viento. **A** representa un anticiclón.



El monzón de Norteamérica se relaciona con el inicio de las lluvias de verano, con el flujo de humedad del sur sobre el Golfo de California y con la formación de un centro de baja presión centrado en Sonora y Arizona, el cual está a su vez asociado a una convergencia y circulación ciclónica sobre la Sierra Madre Occidental y la vertiente del Pacífico mexicano (Adams 1997). A partir de algunos experimentos desarrollados conjuntamente por México y Estados Unidos en las décadas de 1980 y 1990 (Reyes et al. 1994), se está identificando mejor la circulación atmosférica de la región.

En general, se cree que la humedad en la alta y media troposfera proviene del Golfo de México y el Océano Atlántico, mientras que la humedad observada en los niveles bajos de la troposfera tiene su origen en el Océano Pacífico tropical y el Golfo de California. Los campos promedios del viento en los niveles superficiales de la troposfera muestran las mayores diferencias con la climatología conocida. En niveles intermedios (700 hPa) predomina la circulación del este y sureste en la región central y oriental de México. Los niveles superiores (arriba de 500 hPa) muestran solo la componente del este en la vertiente oriental y centro de México, con vientos del sur y sureste sobre el desierto sonorense, indicando que en estos niveles el viento proveniente del Golfo de México y el Atlántico es el principal medio de transporte de humedad hacia el noroeste; aunque con humedades relativamente bajas.

Al haber calentamiento en superficie se genera convergencia en los niveles bajos de la troposfera, lo cual favorece la divergencia en altura, y como producto de ello la formación de un anticiclón. El AVN tiene su mayor amplitud entre los niveles de 200 y 300 hPa y por lo general, tiende a desplazarse sobre el norte de México y el sur de Estados Unidos en los meses de junio, julio y agosto. A medida que entra el otoño, el anticiclón de verano tiende a bajar en latitud, y localizarse sobre Centroamérica, el sur de México y el Mar Caribe. La localización del AVN se puede observar en las Fig. 1.3 y 1.4. Los mapas están graficados con los datos de reanálisis del ECMWF de promedios mensuales de las componentes del viento entre los niveles de 200 y 300 hPa, para un periodo de 20 años (desde 1979 hasta 1998).

### **1.3. Interacción de vórtices atmosféricos**

El estudio de vórtices en la atmósfera se ha centrado principalmente en la observación de ciclones y sus características en la baja troposfera, por ejemplo la interacción donde coexisten dos ciclones tropicales, también conocida como efecto Fujiwhara (Fujiwhara 1931). Lander y Holland (1993) determinaron que existen cuatro fases en la interacción de dos vórtices ciclónicos: (1) aproximación y captura, (2) orbitación mutua, (3) liberación y escape, ó (4) fusión. También se ha mencionado la existencia de una distancia crítica, a partir de la cual, se puede dar la fusión o la liberación y escape de los vórtices (Griffiths y Hopfinger 1987).

Chang (1983) estableció que el efecto  $\beta$  juega un papel importante en el proceso de interacción, ya que las variaciones en el parámetro de Coriolis, el cual genera que los vórtices se desplacen hacia el noroeste (en el hemisferio norte), pueden acelerar el proceso de fusión o separación de los ciclones tropicales. La interacción de vórtices puede finalizar cuando uno desaparece, con la fusión de ambos sistemas, o por escape. Cuando ocurre la unión, uno de los vórtices puede perder su identidad y ser arrastrado por el otro, mientras si ocurre el escape, los vórtices pueden diverger a una velocidad mayor que la ocurrida durante la aproximación inicial.

Experimentalmente, también se han visto los efectos de la interacción de dos vórtices. Melander et al. (1988) simularon el proceso de interacción entre vórtices circulares e iguales inicialmente. Los resultados del experimento arrojaron que la fusión se da solamente si los vórtices originales están suficientemente cerca entre sí. La distancia crítica de fusión depende de la forma de la distribución de vorticidad inicial.

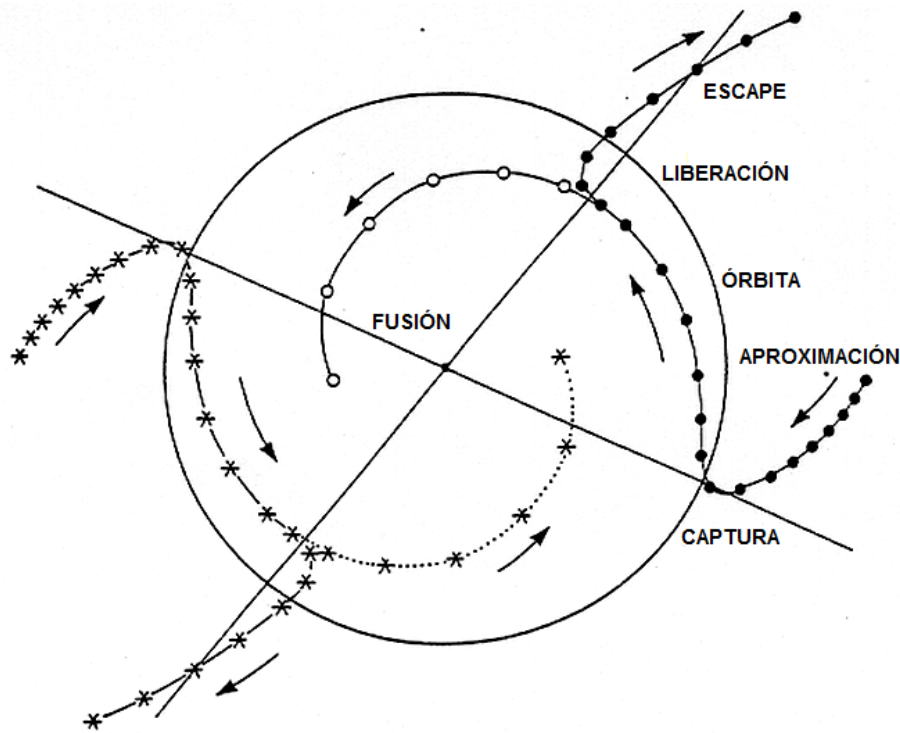


Figura 1.5: Trayectoria relativa al centroide de la interacción entre un par de ciclones tropicales en el hemisferio norte que ilustra las cuatro etapas de interacción entre vórtices: aproximación y captura, órbita mutua, y fusión ó escape después de la liberación. Fuente: Modificado de Lander y Holland (1993).

Griffiths y Hopfinger (1987) estudiaron el movimiento de dos vórtices con el mismo sentido de rotación, los cuales eran generados por fuentes o sumideros de agua. Las conclusiones que arrojó el montaje experimental mostraron que un par de vórtices con el mismo sentido de rotación se unían, formando uno solo, solamente si la separación entre ellos fuese menor que cierta distancia crítica  $r_c$ . La distancia crítica medida para dos vórtices barotrópicos idénticos y escalada por el radio  $R$  de uno de los vórtices, fue de  $\frac{r_c}{R} = 3.3 \pm 0.2$ .

## 1.4. Hipótesis de la tesis

Los ciclones tropicales pueden interactuar con otros sistemas atmosféricos presentes en el momento de su desarrollo, madurez o disipación, y de esta manera intensificar su potencial destructivo, cambiar sus trayectorias naturales o bien, debilitarlos. En base a esto, se plantea la siguiente hipótesis: "La interacción entre el anticiclón de verano de Norteamérica y los ciclones tropicales se dá de dos maneras diferentes: en la modificación de la trayectoria natural (por el efecto  $\beta$ , hacia el noroeste) ó en la intensificación del ciclón tropical al incrementar la divergencia en los niveles altos de la troposfera".

## **1.5. Estructura de la tesis**

La presente tesis se divide en seis capítulos:

En el primer capítulo se presentan algunos conceptos básicos referentes a ciclones tropicales, la intensidad y condiciones propicias para su formación, antecedentes acerca del tema de investigación y la circulación monzónica al norte de México y sur de Estados Unidos, que tiene cierta relación con el anticiclón de verano de Norteamérica. También se toca el tema de la interacción de vórtices, algunos experimentos y observaciones, y se describen las diferentes etapas del proceso.

En el segundo capítulo se describe la metodología a seguir y las bases de datos que se utilizaron. También se plantean las variables que serán utilizadas para describir la interacción del anticiclón de verano de Norteamérica y los ciclones tropicales que han sido objeto de estudio.

En el tercer capítulo se estudia cada ciclón individualmente, se hace una reseña de su vida, su trayectoria y los efectos que tuvo sobre la región donde impactó. Además se hace el análisis de los mapas de líneas de corriente en 200 y 850 hPa para observar el comportamiento de los sistemas en niveles altos y bajos.

En el cuarto capítulo se describe la teoría de los sistemas dinámicos y su aplicación al campo de viento local en la atmósfera. Aparecen conceptos como divergencia, vorticidad, deformación cortante y deformación por estiramiento. También se mencionan las distintas configuraciones que pueden aparecer dependiendo de los eigenvalores del sistema dinámico asociado. También se realizó un ajuste cuadrático por el método de mínimos cuadrados al campo de viento local para poder plantear procesos de acoplamiento.

En el quinto capítulo se resumen algunos conceptos importantes de la ecuación de vorticidad barotrópica no divergente, y se toca el tema de la interacción de vórtices visto desde la perspectiva de esta ecuación. Se realizaron algunos experimentos analíticos con el fin de observar el efecto del anticiclón de verano de Norteamérica sobre el ciclón tropical.

Por último, en el sexto capítulo se discuten las conclusiones obtenidas mediante el análisis de líneas de corriente, campos de vorticidad y divergencia, de los sistemas dinámicos asociados a la interacción de los vórtices y de los experimentos analíticos que se realizaron utilizando la ecuación de vorticidad barotrópica no divergente. Además se plantean algunos tópicos para desarrollar una futura investigación en esta área.

## **1.6. Objetivos de la tesis**

Los objetivos del trabajo de investigación son:

- Describir la interacción entre el anticiclón de verano de Norteamérica y algunos ciclones tropicales, específicamente los huracanes Roxanne (1995), Mitch (1998), Katrina (2005), Rita (2005), Stan (2005), Ike (2008) y Alex (2010) a través de datos de reanálisis y sus derivados.

- Estudiar la interacción entre el anticiclón de verano de Norteamérica y los ciclones tropicales desde el punto de vista de los sistemas dinámicos.
- Analizar la interacción entre el anticiclón de verano de Norteamérica y los ciclones tropicales desde el punto de vista de las soluciones numéricas de la ecuación de vorticidad barotrópica no divergente.
- Describir el grado de influencia del anticiclón de verano de Norteamérica en la trayectoria e intensidad de los ciclones tropicales que se estudiaron.

## Capítulo 2

# Metodología

### 2.1. Datos utilizados

Los datos que se utilizan en el análisis de los fenómenos que afectan la atmósfera deben ser de buena calidad y resolución espacial. En la actualidad, existen bases de datos que cubren largos periodos de tiempo; variando en su resolución espacial y temporal. Esta información proviene de diversas fuentes: observaciones, radiosondeos, radares, satélites, etc, y se integra mediante la asimilación con un modelo físico en mallas regulares (reanálisis), lo cual facilita su uso (Domínguez 2012). El objetivo del reanálisis es ofrecer una base de información de calidad y que sea adecuada especialmente para investigaciones meteorológicas y climáticas (Kalnay et al. 1996).

En esta investigación se utilizaron las bases de datos de reanálisis para algunos ciclones tropicales que, debido a sus características, se sugiere que han interactuado con el anticiclón de verano de Norteamérica, asociado a la circulación monzónica en la región. Para ello se utilizaron las bases de datos del Centro Nacional para la Predicción Medioambiental y del Centro Nacional para la Investigación Atmosférica (NCEP y NCAR, por sus siglas en inglés respectivamente), las cuales sirvieron para trazar las líneas de corriente en diferentes niveles y observar el comportamiento de los sistemas atmosféricos.

Para graficar las trayectorias de los ciclones tropicales que han sido objeto de estudio, se utilizaron las bases de datos Best-Track HURDAT ([http://www.aoml.noaa.gov/hrd/hurdat/Data\\_Storm.html](http://www.aoml.noaa.gov/hrd/hurdat/Data_Storm.html)). También se consultaron los informes que el Centro Nacional de Huracanes de Estados Unidos (NHC, por sus siglas en inglés), publica después que ha pasado un ciclón tropical; esto con el fin de conocer la historia sinóptica y los daños que cada ciclón ocasionó al llegar a tierra.

#### 2.1.1. Datos de reanálisis NCEP-NCAR y ECMWF

Las bases de datos de reanálisis del NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction: <http://www.ncep.noaa.gov/>) (National Center for Atmospheric Research: <https://ncar.ucar.edu/>) y del ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts: <http://www.ecmwf.int/>) consisten en una simulación numérica

de condiciones atmosféricas globales, cuya resolución temporal es de 6 horas y abarca alrededor de 50 años. Este conjunto de datos incluye observaciones en superficie, radiosondeos, datos de boyas, etc, y son usados generalmente para propósitos de investigación. Los datos recolectados tienen un fuerte control de calidad ya que la idea básica del proyecto de reanálisis es utilizar un sistema de pronóstico/análisis para realizar una asimilación de datos usando la información meteorológica disponible desde el año 1957 (Domínguez 2012).

Para la presente investigación, se descargaron del sitio Web (<http://rda.ucar.edu/>) los campos de vientos  $u$  (componente zonal) y  $v$  (componente meridional), para distintos niveles atmosféricos (850, 700, 500, 300 y 200 hPa), sobre una malla que cubrió el Océano Atlántico y parte del Océano Pacífico Nororiental, para el periodo de tiempo en el que se tuvo la presencia del ciclón tropical. La resolución espacial de la base de datos de los campos de viento y humedad relativa es de aproximadamente  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  y los registros comienzan diariamente a partir de 1974, para el caso de los datos del NCEP-NCAR Reanalysis Project, y de 1979 en el caso del ECMWF.

### **2.1.2. Best-Track HURDAT**

La base de datos de Best-Track HURDAT es el registro oficial de los ciclones tropicales en el Océano Atlántico, Golfo de México y Mar Caribe, e incluye a todos los que tocaron tierra a partir del año 1851. Cuenta con registros de la localización geográfica del centro de baja presión del ciclón tropical, la velocidad de los vientos en nudos y la presión central mínima en hPa, con una resolución temporal de 6 horas. Los encargados de actualizar esta base de datos es la NHC, perteneciente a la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration). Todos los ciclones que se estudiaron pertenecen a la cuenca del Océano Atlántico, por lo que no hubo necesidad de ocupar la base de datos Best-Track ENP, la cual está disponible desde 1949 y solo cuenta con registro de ciclones del Océano Pacífico Norte. Las trayectorias fueron obtenidas con ayuda de MATLAB.

## **2.2. Descripción de la metodología**

### **2.2.1. Selección de los casos de estudio**

Los ciclones tropicales son sistemas meteorológicos que afectan la región de México y Centroamérica entre mayo y diciembre. Muchas veces interactúan con otros sistemas en la atmósfera haciendo que su predicción se torne un poco compleja. Los ciclones tropicales tienen una estructura que ocupa la mayor parte de la troposfera, desde la superficie hasta los 12 km de altura aproximadamente, es decir, que tanto la temperatura superficial del mar como los sistemas en superficie y en niveles altos y medios pueden tener alguna influencia sobre el ciclón tropical y modificar su trayectoria e intensidad.

En los meses de verano e inicios del otoño (junio a octubre) se tiene la presencia de una circulación monzónica sobre el norte de México y el sur de Estados Unidos, debido al calentamiento en superficie. Esto da origen a que se genere convección en superficie y divergencia en altura, la cual se puede evidenciar a través del Anticiclón de Verano de Norteamérica (AVN). Para observar cómo es la interacción entre el AVN y los ciclones tropicales,

se escogieron 7 casos en los cuales se observó que el AVN estaba presente en la troposfera alta cuando pasó el ciclón tropical. Los ciclones escogidos tuvieron la característica de dejar muchos daños materiales y pérdidas de vidas humanas en la región donde impactaron, además de que algunos llegaron a ser muy intensos. En el Cuadro 2.1, se resumen los casos a analizar.

Los ciclones que se analizaron pertenecieron a la cuenca del Atlántico, ya que estadísticamente son los que más afectan a México y Centroamérica (Domínguez 2012), y además, los que gracias a sus trayectorias históricas, tienen más posibilidad de interactuar con el AVN. También cabe mencionar que otra posible razón por la que los ciclones del Pacífico Oriental interactúan pocas veces con el AVN sea debido a la corriente de agua fría (conocida como Corriente de California) que corre a lo largo de la Península de Baja California. Esto impide que los ciclones tropicales se formen y se desplacen con toda su intensidad al norte del Trópico de Cáncer, haciendo que se debiliten antes de llegar a las latitudes donde se encuentra habitualmente el AVN, el cual tiende a desplazarse entre el sur de Estados Unidos y el norte de México.

### **2.2.2. Revisión de los informes técnicos emitidos por el NHC para cada caso de estudio**

El Centro Nacional de Huracanes (National Hurricane Center, en inglés) de Estados Unidos es una división del Centro de Predicción Tropical del Servicio Meteorológico Nacional, encargada de monitorear y predecir el comportamiento de ciclones tropicales. Cuando se espera que ocurra una tormenta tropical o huracán dentro de las 36 horas siguientes, el centro emite advertencias mediante medios de noticias. Aunque este centro es una agencia de los Estados Unidos, la Organización Meteorológica Mundial lo ha designado como Centro Meteorológico Especializado Regional para el Atlántico Norte y el Este del Pacífico. Como tal, es el punto de confluencia de información de huracanes y tormentas tropicales que ocurran en esta área, aún si éstas no tienen efecto en los Estados Unidos.

Al final de la temporada de ciclones, es decir, en el mes de noviembre, o incluso a veces poco tiempo después que un ciclón tropical desaparece, el NHC publica en su página web<sup>2</sup> un informe técnico oficial en el que se detalla las características más importantes del ciclón tropical: su génesis, su desplazamiento y trayectoria, estadísticas relevantes como la cantidad de precipitación que se depositó, la presión mínima en el ojo, los vientos máximos sostenidos que se alcanzaron, los daños materiales y las pérdidas de vidas humanas en las regiones donde impactó.

Estos informes se utilizan como fuente de información por muchos organismos gubernamentales de países donde no se tiene el acceso a estas estadísticas, ya sea por carecer de equipo o de personal especializado, aunque es importante mencionar que el apoyo es recíproco, ya que frecuentemente el NHC hace uso de mucha información proveniente de los servicios meteorológicos de cada país, como por ejemplo algunos datos pertenecientes a estaciones en superficie. Esto hace que el informe final de cada ciclón tropical sea lo más confiable y detallado posible.

En la presente investigación se hizo uso de los informes técnicos del NHC para los ciclones tropicales Roxanne (1995), Mitch (1998), Katrina (2005), Rita (2005), Stan (2005), Ike (2008) y Alex (2010), con el fin de obtener datos importantes como los vientos máximos que se alcanzaron en cada caso, la presión mínima en superficie,

Cuadro 2.1: Datos generales, decesos y daños ocasionados por los ciclones tropicales a estudiar. Fuente: Informes técnicos del sitio web del NHC<sup>2</sup>.

<b>Ciclón tropical (Año)</b>	<b>Categoría alcanzada (Vientos máximos)</b>	<b>Zonas mayormente afectadas</b>	<b>Decesos</b>	<b>Pérdidas económicas</b>	<b>Viento máximo (entrada del ciclón a tierra)</b>
Roxanne (1995)	3 (185 km/h)	Península de Yucatán, Tabasco y Veracruz	14	1.5 billones de dólares	185 km/h cerca de Tulum, Quintana Roo
Mitch (1998)	5 (285 km/h)	América Central (Honduras, Nicaragua, El Salvador, Guatemala, Belice y Costa Rica), Península de Yucatán, sureste de México y el sur de la Florida	11,000 a 18,000 (cifra no oficial). 9,086 según Pasch (2001)	8 mil millones de dólares en Centroamérica	129 km/h cerca de La Ceiba, Honduras 64 Km/h en Campeche 102 km/h cuando impactó Florida
Katrina (2005)	5 (280 km/h)	Bahamas, Cuba y Estados Unidos (Florida, Mississippi, Luisiana y Alabama)	1833 confirmados	108 mil millones de dólares	129 km/h en Florida 204 km/h en Lousiana
Rita (2005)	5 (290 km/h)	Península de Yucatán, Cuba y Estados Unidos (Florida, Texas, Luisiana, Arkansas y Mississippi)	7 directos 113 indirectos	11 mil millones de dólares	185 km/h cerca de Sabine Pass
Stan (2005)	1 (130 km/h)	América Central (Guatemala, El Salvador, Honduras, Nicaragua y Costa Rica) y sureste de México	80 directos 1,540 - 2,000 indirectos	1.1 mil millones de dólares	65 km/h al sur de Tulum 130 km/h al sureste de Veracruz
Ike (2008)	4 (230 km/h)	Cuba, Haití, Islas Turcas y Caicos y Estados Unidos (Florida, Texas, Luisiana, Mississippi y Ohio)	145 directos 18 indirectos	29.5 mil millones de dólares	204 km/h en las Bahamas 213 km/h en Cabo Lucrecia, Cuba 130 km/h en Punta La Capitana, Cuba 176 km/h en la isla de Galveston
Alex (2010)	2 (175 km/h)	América Central, Estados Unidos (Texas) y México (Tamaulipas, Coahuila y Nuevo León)	34 directos 19 indirectos	1.5 billones de dólares	102 km/h cerca de Belize City 176 km/h cerca de Soto La Marina, México



las regiones más afectadas, los daños materiales y los decesos. También se pudo tener una idea de los límites de las fechas para el análisis de cada caso de estudio y de los sistemas que pudieron haber tenido interacción para formar, intensificar o debilitar al ciclón; para luego compararlo con los mapas de líneas de corriente.

### **2.2.3. Análisis de líneas de corriente**

Una línea de corriente se define como una línea imaginaria que es tangente en todos sus puntos al vector velocidad en un instante determinado. Las líneas de corriente pueden ser convergentes, divergentes o paralelas, pero nunca se cruzan, ya que esto implicaría que en un punto dado existen dos velocidades en un mismo instante, lo cual no es físicamente posible.

A través de las líneas de corriente se puede determinar la configuración del campo de viento y los sistemas que están presentes en la atmósfera, como por ejemplo vaguadas, dorsales, ondas, ciclones, anticiclones, etc.

Para el análisis de los sistemas atmosféricos en los trópicos, es preferible utilizar el campo de viento ya que otras variables como la altura geopotencial o la presión no se ajustan a los campos de masas cuando el radio de deformación de Rossby (aproximadamente entre 5,000 y 10,000 km) es mayor que el tamaño del sistema (Herrera 2011).

NCAR Graphics es un paquete de gráficos, estrictamente basado en el uso de bibliotecas, lo que significa que es necesario escribir un programa en Fortran o en C con el fin de usarlo. NCAR Graphics está compuesto por bibliotecas que contiene más de dos docenas de utilidades para dibujar contornos, mapas, vectores, líneas de corriente, mapas del tiempo, superficies, histogramas, diagramas X/Y, etc.

Además contiene una biblioteca matemática con una colección de interpoladores y aproximadores para datos unidimensionales, bidimensionales, y tridimensionales, así como algunas aplicaciones para la visualización, edición y manipulación de gráficos<sup>3</sup>.

Con la ayuda de NCAR Graphics se trazaron los mapas de líneas de corriente en el nivel de 850 hPa para observar el comportamiento de los niveles bajos de la troposfera, y en el nivel de 200 hPa para observar detalladamente la interacción del anticiclón de verano de Norteamérica con el ciclón tropical. Superpuesto en el mapa de líneas de corriente, se graficó la humedad relativa.

Junto con las líneas de corriente del nivel de 850 hPa se graficó la humedad relativa en ese mismo nivel, sin embargo para los mapas de líneas de corriente en 200 hPa se graficó la humedad relativa en 500 hPa, ya que el contenido de vapor de agua por encima de los primeros 5 km de altura es muy bajo y no vale la pena mostrarlo en los resultados de la investigación. Esto se hizo para observar posibles fuentes de calor asociadas a la interacción de los sistemas atmosféricos.

Una vez obtenidos los mapas de líneas de corriente, se hizo el análisis de todos los casos de estudio para aquellos días en los que se contó con la presencia del ciclón tropical, estudiando su evolución desde sus primeras etapas de formación, muchas veces como ondas tropicales que salieron del continente africano.

Se identificaron los sistemas atmosféricos que pudieron haber tenido alguna influencia en la génesis e intensificación de los ciclones tropicales, tales como vaguadas en la alta troposfera (conocidas como TUTT), crestas y anticiclones.

Otra utilidad de los mapas de líneas de corriente es la visualización de las configuraciones de los sistemas dinámicos asociados al campo de viento en altura. A pesar de que los datos que se tienen son de manera puntual (en referencia a que se tienen cada 6 horas) es posible observar las configuraciones más comunes del campo de viento, como por ejemplo los puntos silla, nodos y centros. A partir de esas configuraciones, se puede identificar posibles zonas de divergencia, vorticidad y deformación cortante o por estiramiento.

#### 2.2.4. Variables que se analizan en el sistema dinámico

Para medir la interacción entre el anticiclón de verano de Norteamérica y los ciclones tropicales es necesaria una métrica. Por esta razón se escogieron los campos de vorticidad y divergencia, ya que se pueden obtener fácilmente con los datos de las componentes del viento y además son buenos parámetros para medir la interacción de vórtices atmosféricos (Prieto 1995).

En términos generales, la divergencia es una medida de la contracción o expansión de un volumen de aire, mientras que la vorticidad es una medida de la rotación de un fluido y es más fácil de tratar que la circulación. La vorticidad es una cantidad vectorial que se define como el rotacional del campo de velocidades.

En general, para estudiar los movimientos atmosféricos se consideran únicamente la componente vertical de la vorticidad  $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$ , y la divergencia horizontal  $\delta = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$ . Regiones con vorticidad relativa positiva en el hemisferio norte están asociadas a ciclones. Por lo tanto la distribución de vorticidad relativa es muy útil para el diagnóstico de sistemas de latitudes medias. Otros campos que se pueden calcular sabiendo las componentes del viento son los de deformación cortante  $H = \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x}$  y deformación por estiramiento  $T = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y}$ .

Para calcular los campos de vorticidad relativa y divergencia horizontal se utilizó el método de diferenciación numérica descrito por Skiba (2005), en específico la primera derivada con diferencias centradas en el punto  $x_i$  que tiene la siguiente fórmula:

$$f_i^{(1)} = \frac{f_{i+1} - f_{i-1}}{2h} \quad (2.1)$$

Donde  $f_{i+1}$  es el valor de la función en el punto  $x_{i+1}$ ,  $f_{i-1}$  el valor de la función en el punto  $x_{i-1}$  y  $h$  es el tamaño de la malla donde están ubicados los puntos. Para calcular la derivada en el contorno del dominio, se utilizó la derivada atrasada y la derivada adelantada, las cuales dan una buena aproximación del cambio de la variable en un punto anterior o posterior al que se está evaluando. Sus fórmulas son:

$$f_i^{(1)} = \frac{f_i - f_{i-1}}{h} \quad \text{derivada atrasada} \quad (2.2)$$

$$f_i^{(1)} = \frac{f_{i+1} - f_i}{h} \quad \text{derivada adelantada} \quad (2.3)$$

## Capítulo 3

# Casos de estudio: observaciones

### 3.1. Huracán Roxanne (7-21 de octubre 1995)

Roxanne fue un ciclón tropical que perteneció a la Temporada de Huracanes del Océano Atlántico del año 1995, alcanzó la categoría 3 (huracán mayor) en la escala de Saffir-Simpson y afectó a la Península de Yucatán y Veracruz. Se formó por la combinación de varios sistemas sinópticos: una amplia área de baja presión, una onda tropical y una vaguada en niveles altos que interactuaron sobre el Mar Caribe. En la Fig. 3.1 se pueden observar la trayectoria errática e inusual y una imagen satelital donde se muestra el momento del primer impacto a tierra del ciclón tropical Roxanne.

Se le considera como uno de los ciclones tropicales más intensos que han tocado tierra en la historia reciente de México<sup>1</sup>. Esa misma área fue afectada por el huracán Opal una semana antes, razón por la cual es difícil separar los daños causados por ambos ciclones. De acuerdo a los mejores estimados de algunas compañías aseguradoras, el daño en la Península de Yucatán producido por Opal y Roxanne rondó los 1.5 billones de dólares (Ávila 1995).

Una onda tropical que salió de la costa de África el 26 de septiembre interactuó con un área de perturbaciones en niveles bajos y medios entre las Islas Caimán y Honduras alrededor del 7 de octubre. En esos días, se tuvo la presencia del anticiclón de verano de Norteamérica sobre el centro de México, la Península de Yucatán y Cuba, mientras que en el Paso de los Vientos (entre Cuba y La Española) se tenía una vaguada que se movió lentamente hacia el oeste. La combinación de estos sistemas permitió la presencia de vientos divergentes sobre la perturbación en niveles bajos.

El sistema se convirtió en depresión tropical el 7 de octubre al mediodía justo al este de Nicaragua. Cuando esto sucedió, se tenía la presencia de una vaguada en altura sobre el área de formación del ciclón tropical, mientras que el anticiclón de verano de Norteamérica se localizaba sobre el centro de la república mexicana. La configuración de las líneas de flujo que se observó en altura producto de la dorsal del anticiclón que se extendía hasta el Mar Caribe y la vaguada ubicada sobre la isla La Española (Fig. 3.2a) fue una de las condiciones

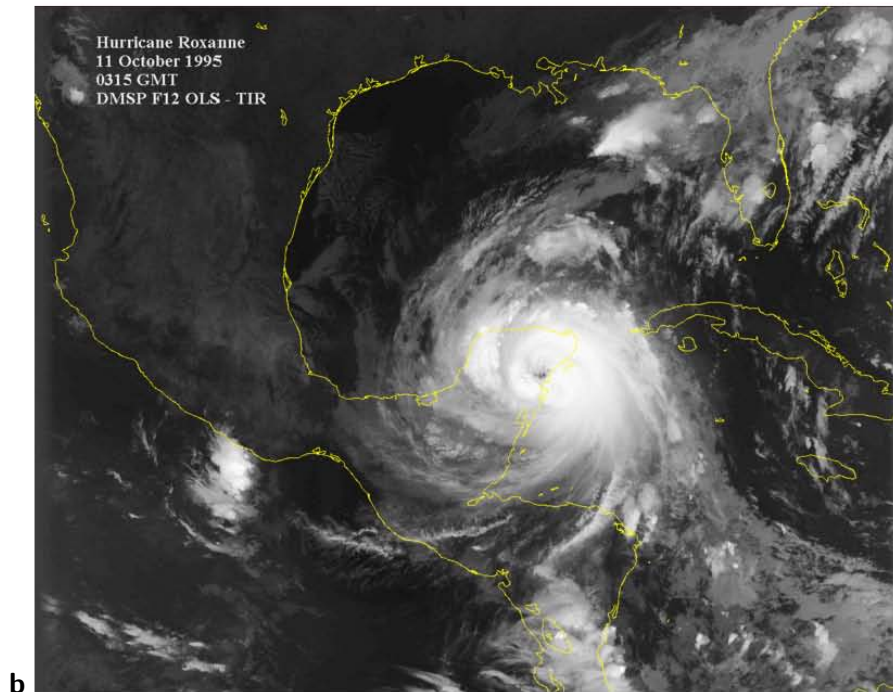
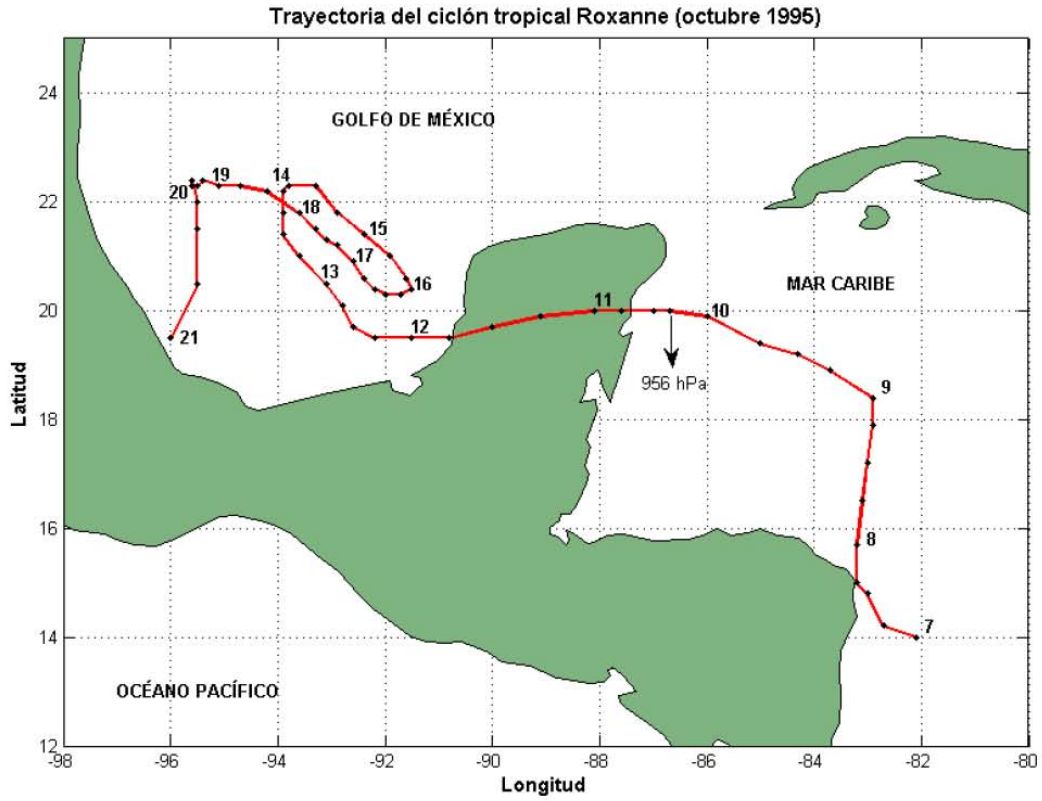


Figura 3.1: a) Trayectoria que siguió el ciclón tropical Roxanne sobre el Mar Caribe y el Golfo de México. b) Imagen satelital del huracán Roxanne impactando la Península de Yucatán, en octubre de 1995. Fuente: [http://ngdc.noaa.gov/dmsp/hurricanes/1995/roxa\\_tir.gif](http://ngdc.noaa.gov/dmsp/hurricanes/1995/roxa_tir.gif) (Consultada en febrero de 2015).

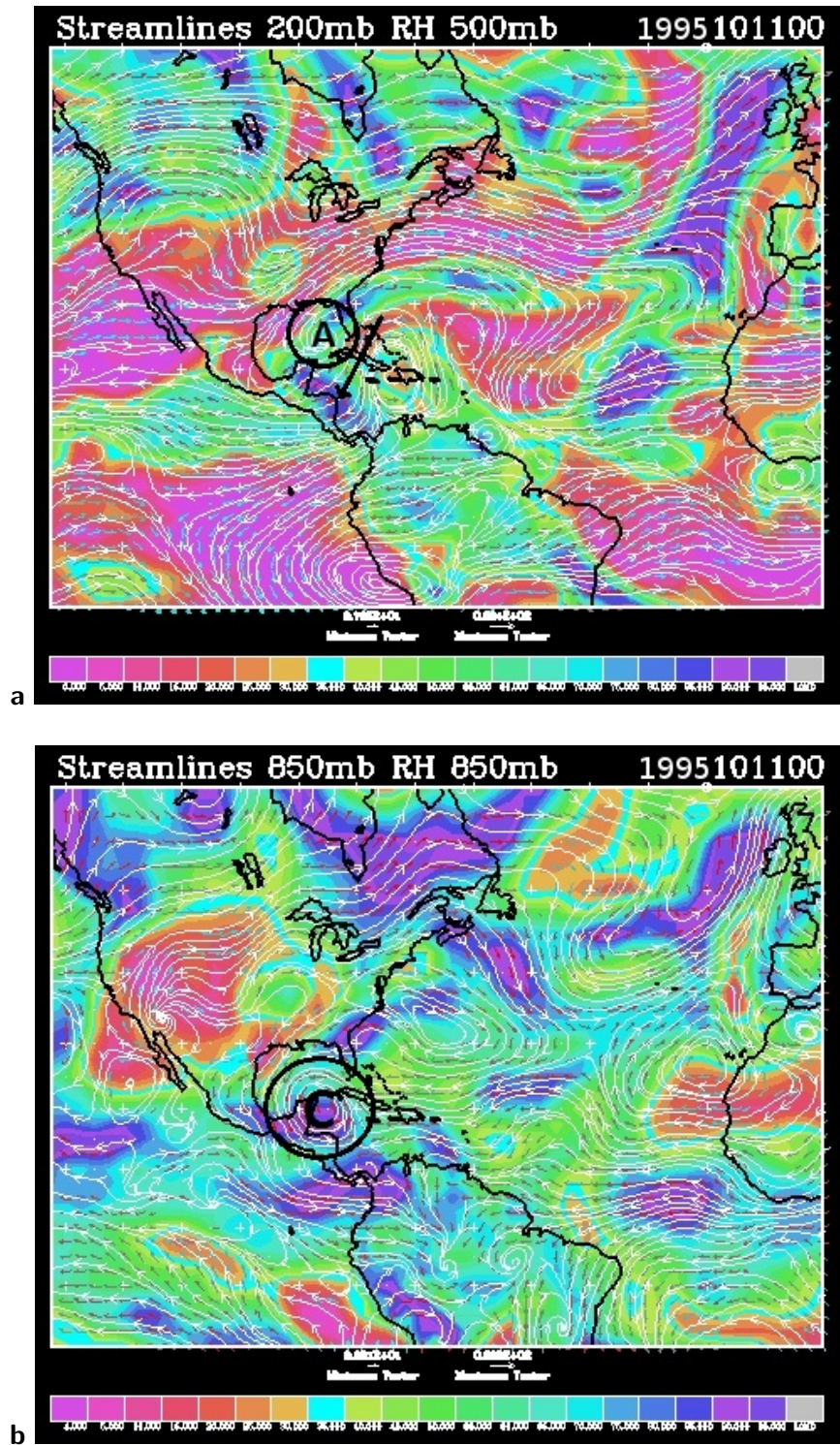


Figura 3.2: Reanálisis del ciclón tropical Roxanne (1995): Configuraciones de a) líneas de corriente en 200 hPa y humedad relativa en 500 hPa y b) líneas de corriente y humedad relativa en 850 hPa; para el 11 de octubre a las 00Z, periodo en el que el huracán Roxanne alcanzó su máxima intensidad. **A** representa un anticiclón y **C** un ciclón.

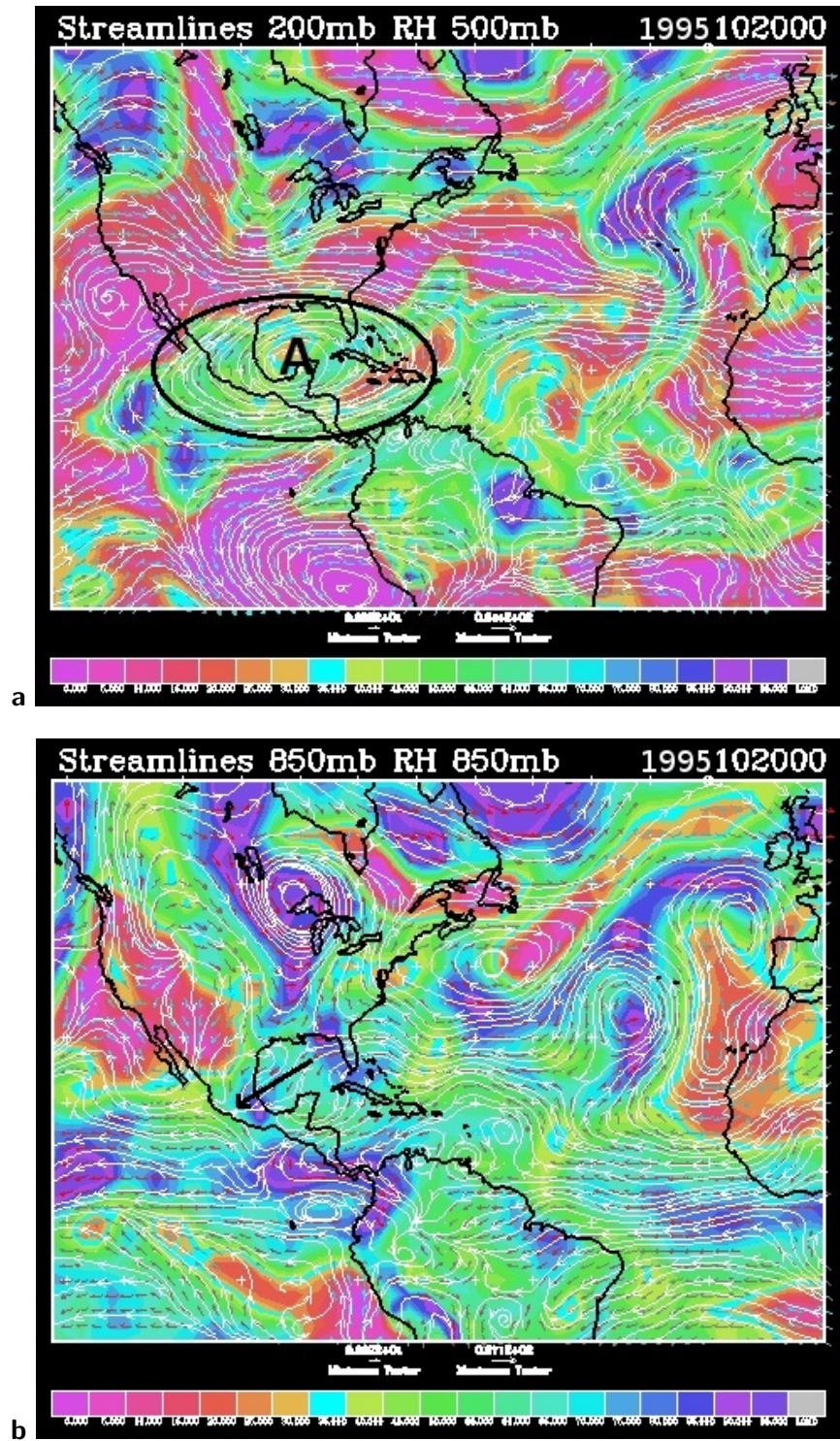


Figura 3.3: Reanálisis del ciclón tropical Roxanne (1995): Configuraciones de a) líneas de corriente en 200 hPa y humedad relativa en 500 hPa y b) líneas de corriente y humedad relativa en 850 hPa; para el 20 de octubre a las 00Z. **A** representa un anticiclón.

favorables para el desarrollo e intensificación del ciclón tropical, como resultado de los vientos difluentes de componente norte sobre una perturbación en niveles bajos (Riehl 1948).

La depresión se convirtió en tormenta tropical el 8 de octubre en la noche y en huracán en la madrugada del 10 de octubre. Roxanne se movió hacia el norte y azotó Cuba y las Islas Caimán en respuesta a una vaguada en niveles altos, la cual fue reemplazada por un sistema de alta presión. Posteriormente, Roxanne se intensificó y se dirigió hacia la Península de Yucatán. En la tarde del 10 de octubre se definió un ojo y Roxanne alcanzó su máxima intensidad, con vientos máximos sostenidos de 114 nudos (185 km/h) al nivel de 700 hPa y una presión mínima de 956 hPa, justo al sureste de Cozumel (Fig. 3.2b). El huracán cruzó la isla de Cozumel e hizo su entrada a tierra al norte de Tulum en la noche del mismo día.

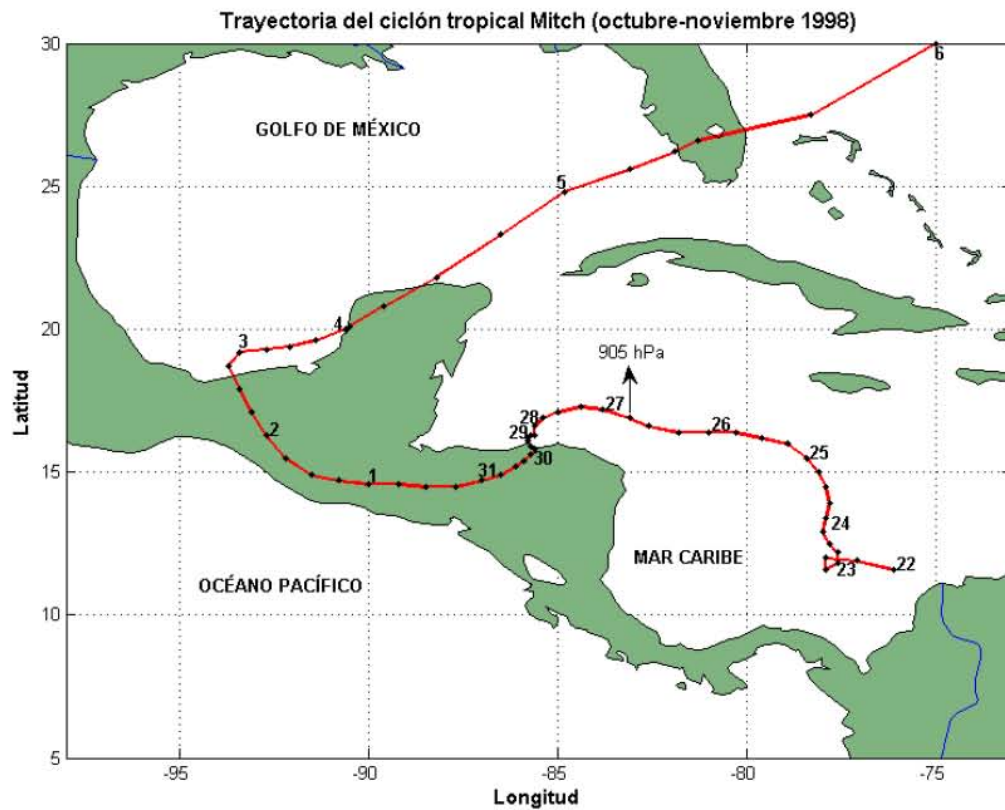
Aproximadamente en el momento de máxima intensidad del ciclón, se pudo observar un anticiclón en niveles altos localizado al noroeste de Florida, el cual pudo haber favorecido su intensificación. El huracán se continuó moviendo hacia el oeste sobre la Península de Yucatán, emergió al Golfo de México como un huracán débil y luego en tormenta tropical. Una vez que el ojo llegó a las aguas del Golfo de México, el ciclón retomó fuerza y llegó a ser huracán nuevamente. Se mantuvo en esa categoría durante 60 horas aproximadamente. Poco después, Roxanne mostró un gradual debilitamiento y se degradó a depresión tropical. Cuando Roxanne salió al Golfo de México, el anticiclón de verano de Norteamérica estaba ubicado sobre Cuba y Jamaica, mostrando poca interacción con el ciclón tropical.

Debido a estas condiciones, el huracán fluctuó en un área aproximada de 250 millas náuticas por alrededor de una semana. Durante ese periodo, varias crestas y vaguadas de onda corta pasaron rápidamente al norte del ciclón tropical, forzando a que Roxanne se moviera hacia el sureste y luego hacia el noroeste. Eventualmente, el ciclón fue forzado a moverse hacia el sur y entrar a tierra en el estado de Veracruz por el acercamiento de un frente frío. Durante la etapa de disipación del huracán Roxanne (18-20 de octubre), el anticiclón de verano se intensificó y se ubicó sobre la Península de Yucatán y el Golfo de México (Fig. 3.3a), lo que pudo favorecer los movimientos convectivos en el área y las precipitaciones; mientras que en niveles bajos se vio fortalecido el ingreso de viento desde el Golfo de México hacia Veracruz (Fig 3.3b).

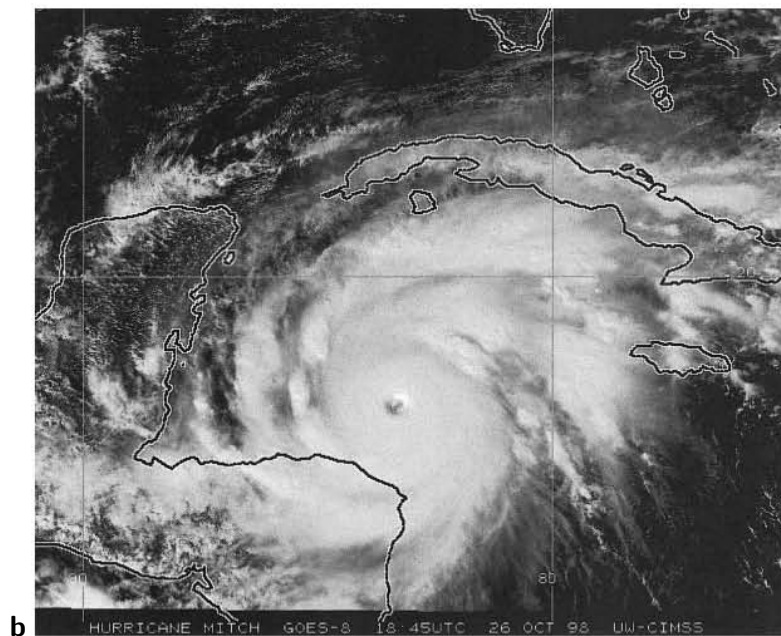
### **3.2. Huracán Mitch (22 de octubre - 5 de noviembre 1998)**

Mitch fue un ciclón tropical que perteneció a la Temporada de Huracanes del Océano Atlántico del año 1998. Ha sido uno de los fenómenos hidrometeorológicos que ha cobrado mayor cantidad de vidas humanas: 9,086 muertes directas según Pasch et al. (2001), más miles de desaparecidos. El daño estimado asciende a los 40 millones de dólares. Los países más afectados fueron Honduras, Nicaragua, El Salvador y Guatemala. Esto lo convirtió en uno de los ciclones más mortíferos de la historia en el Océano Atlántico, solamente superado por el “Gran Huracán” (1780), el huracán de Galveston (1900) y el huracán Fifi (1974) (Guiney y Lawrence 1999). La trayectoria y una imagen satelital donde se muestra al ciclón tropical Mitch en el momento de su máxima intensidad se muestran en la Fig 3.4.

La génesis de Mitch tuvo sus inicios en una onda tropical que se movió sobre la región sur de África occidental entre el 8 y 9 de octubre. La onda atravesó el Océano Atlántico entre el 10 y el 19 de octubre, pero los vientos



**a**



**b**

Figura 3.4: a) Trayectoria del ciclón tropical Mitch sobre la cuenca del Océano Atlántico. b) Imagen satelital del huracán Mitch, en octubre de 1998. (Imagen tomada de Pasch et al. 2001)



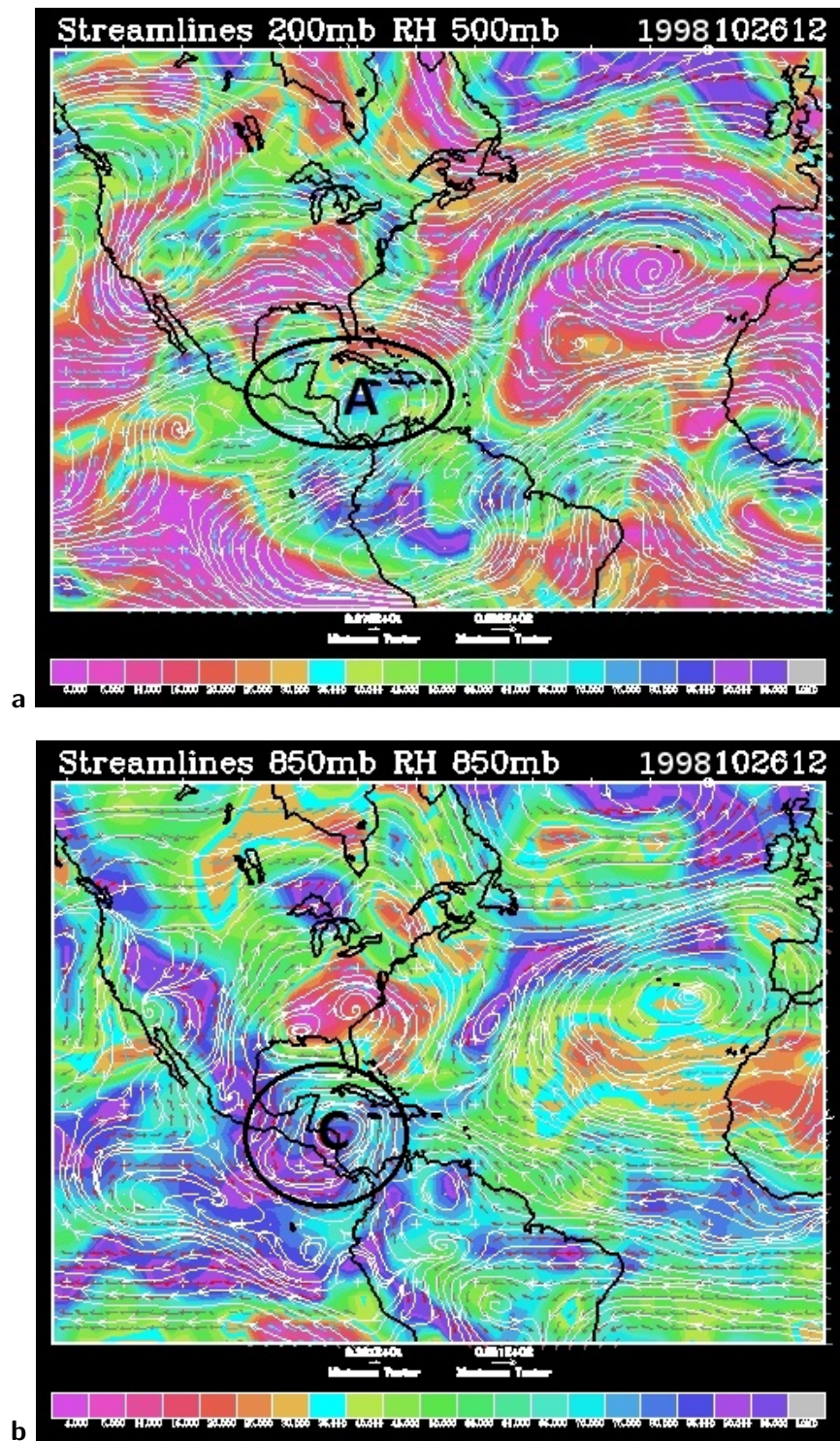


Figura 3.5: Reanálisis del ciclón tropical Mitch (1998): Configuraciones de a) líneas de corriente en 200 hPa y humedad relativa en 500 hPa y b) líneas de corriente y humedad relativa en 850 hPa, para el 26 de octubre a las 12Z, momento aproximado en el que el ciclón tropical Mitch alcanzó su máxima intensidad. **A** representa un anticiclón y **C** un ciclón.

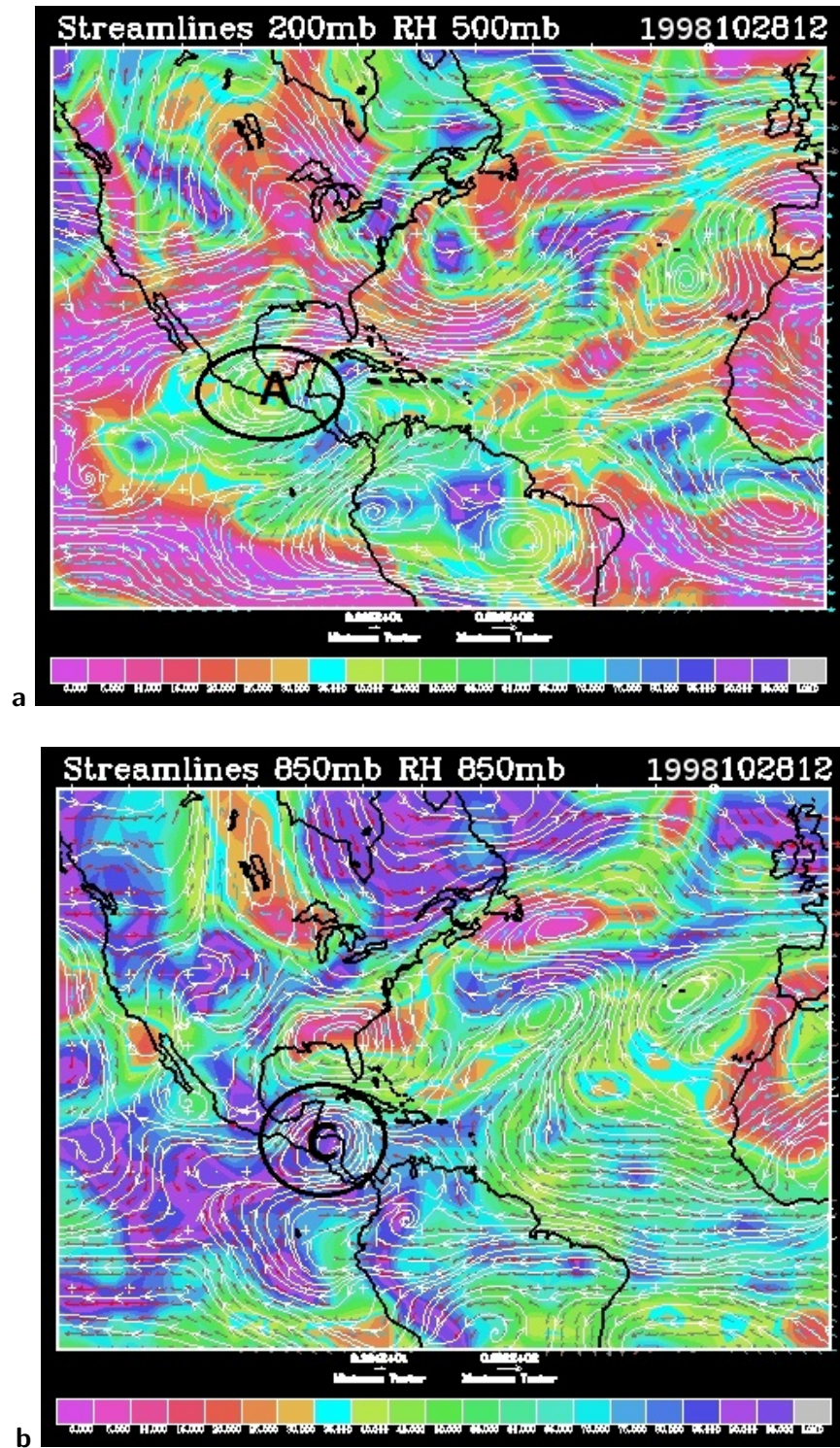


Figura 3.6: Reanálisis del ciclón tropical Mitch (1998): Configuraciones de a) líneas de corriente en 200 hPa y humedad relativa en 500 hPa y b) líneas de corriente y humedad relativa en 850 hPa; para el 28 de octubre a las 12Z. **A** representa un anticiclón y **C** un ciclón.

en niveles altos previnieron un desarrollo significativo. Un detalle que se observó es que un par de días antes de que se formara Mitch, se tuvo el paso de una onda tropical muy activa sobre Centroamérica y la Península de Yucatán. Entre los días 18 y 20 de octubre se observó una vaguada en altura que se extendió desde las latitudes medias hasta el Mar Caribe.

Al llegar al Mar Caribe, la onda tropical que dio origen a Mitch se volvió inestable generando un vórtice al norte de Colombia, formándose así una circulación ciclónica bien definida durante la tarde del 21 de octubre. Poco tiempo después, el sistema se convirtió en depresión tropical a 360 millas náuticas al sur de Kingston, Jamaica. La depresión se movió lentamente hacia el oeste y se fortaleció convirtiéndose en tormenta tropical en la noche del 21 de octubre a 225 millas náuticas al este-sureste de la Isla de San Andrés. Durante este periodo, Mitch se mantuvo semi estacionario sobre el Caribe.

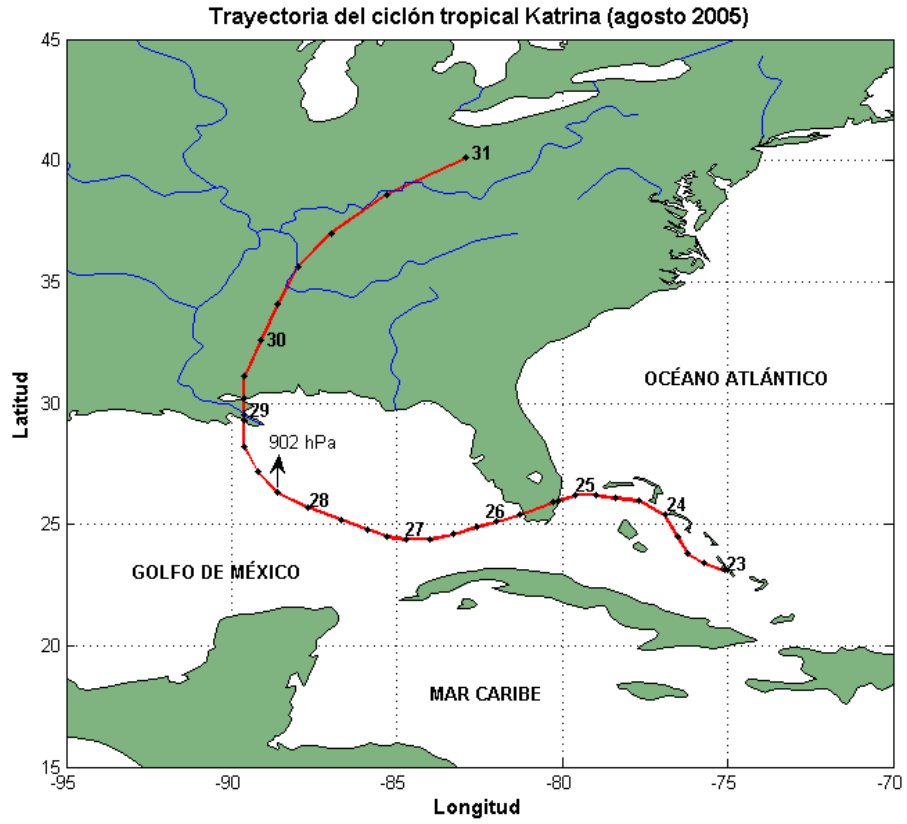
Mitch alcanzó la categoría de huracán el 24 de octubre en la madrugada a 255 millas náuticas al sur-suroeste de Kingston, Jamaica. Al final de ese día, Mitch tuvo un periodo de rápida intensificación. En la tarde del 26 de octubre, Mitch alcanzó su máxima intensidad, su presión central era de 905 hPa con vientos máximos sostenidos de 155 nudos (285 km/h), correspondientes a un huracán categoría 5 en la escala Saffir-Simpson, ubicándose a 50 millas náuticas al sureste de la isla Swan, al norte de Honduras (Fig. 3.5).

Mitch entró a tierra en la mañana del 29 de octubre a 70 millas al este de La Ceiba, Honduras, con vientos máximos sostenidos de 70 nudos, después de haberse mantenido semiestacionario por dos días aproximadamente. Al momento de su entrada a tierra, el anticiclón de verano extendió su dorsal hacia Centroamérica, lo cual modificó la trayectoria del ciclón tropical, llevándolo hacia el sur (Fig. 3.6). Mitch continuó moviéndose con dirección sur, y luego hacia el suroeste, degradándose a tormenta tropical el 30 de octubre y luego a depresión tropical el día 31 de octubre. A pesar que la circulación ciclónica en superficie se disipó cerca de la frontera entre México y Guatemala para el 1 de noviembre, los remanentes continuaron produciendo precipitaciones.

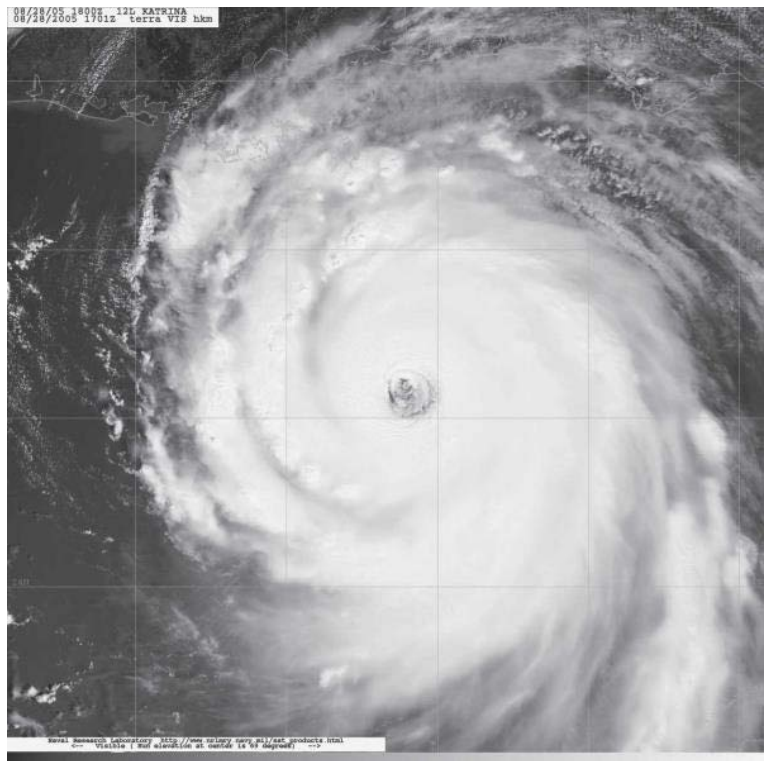
Posteriormente, Mitch salió al Golfo de México y retomó fuerza, hasta convertirse en tormenta tropical. El ciclón comenzó a acelerar con rumbo noreste mientras era alcanzado por una zona frontal en el este del Golfo de México. Mitch tocó tierra nuevamente en la mañana del 5 de noviembre al suroeste de Florida, cerca de Naples, con vientos máximos de 55 nudos. Mitch se convirtió en un ciclón extratropical en la tarde del 5 de noviembre mientras dejaba atrás la costa este de la Florida en su movimiento hacia el Océano Atlántico.

### **3.3. Huracán Katrina (23-30 de agosto 2005)**

Katrina fue un ciclón tropical que perteneció a la Temporada de Huracanes del Océano Atlántico del año 2005, alcanzó la categoría 5 (huracán mayor) en la escala de Saffir-Simpson y afectó a Estados Unidos, especialmente a los estados de Louisiana, Mississippi, Alabama y Florida. Katrina dejó muchos daños y se le considera uno de los cinco huracanes que ha dejado más pérdidas de vidas humanas en la historia de Estados Unidos, con una cifra oficial de 1,833 muertos y un daño total estimado de 81 billones de dólares (Beven et al. 2008). En la Fig. 3.7 se muestra la trayectoria y una imagen satelital del ciclón tropical Katrina cuando alcanzó su máxima intensidad sobre las aguas del Golfo de México.



**a**



**b**

Figura 3.7: a) Trayectoria del ciclón tropical Katrina sobre la cuenca del Océano Atlántico. b) Imagen satelital del huracán Katrina, sobre el Golfo de México, en agosto de 2005. (Imagen tomada de Beven et al. 2008).

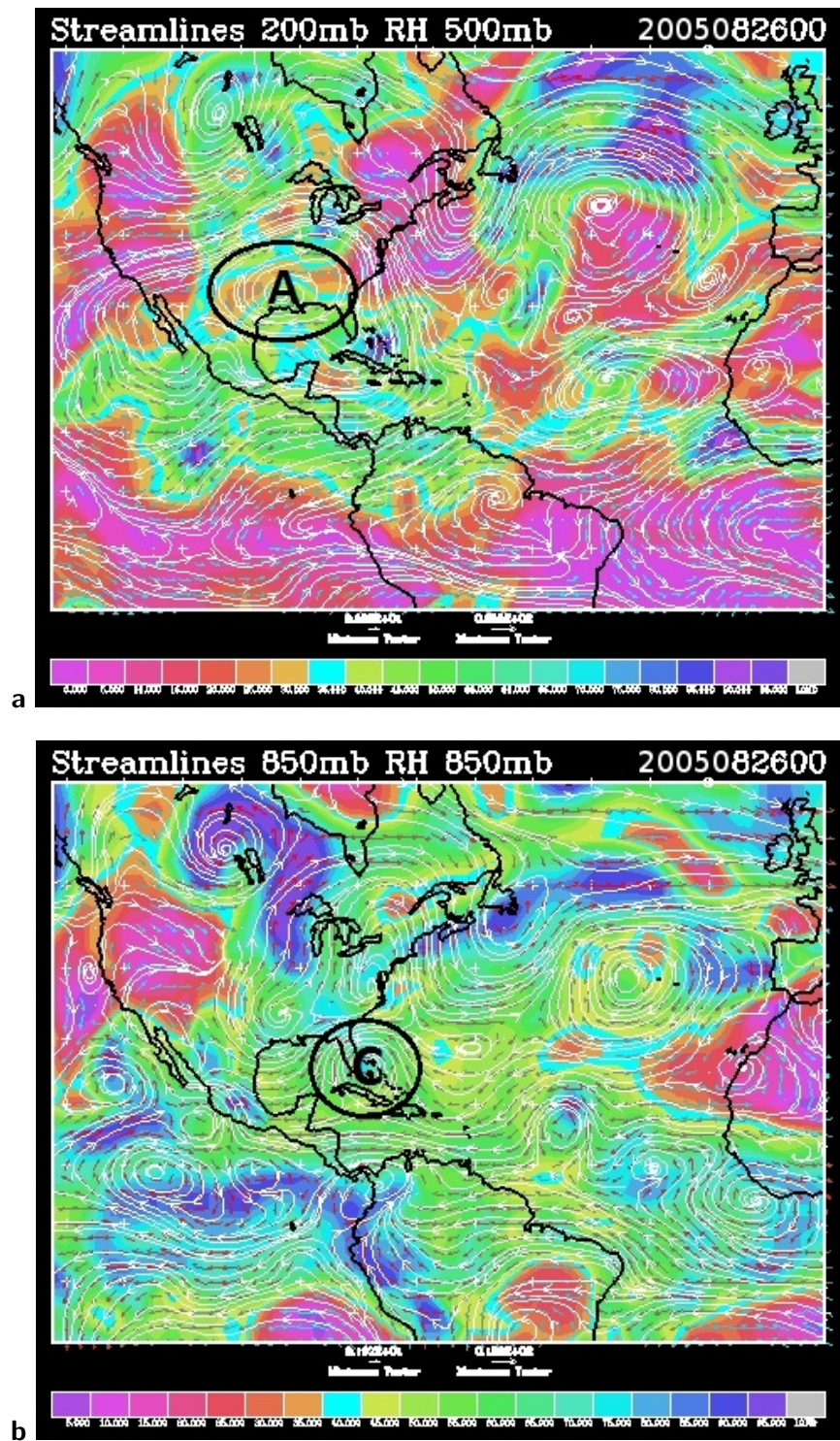


Figura 3.8: Reanálisis del ciclón tropical Katrina (2005): Configuraciones de a) líneas de corriente en 200 hPa y humedad relativa en 500 hPa y b) líneas de corriente y humedad relativa en 850 hPa; para el 26 de agosto a las 00Z. **A** representa un anticiclón y **C** un ciclón.

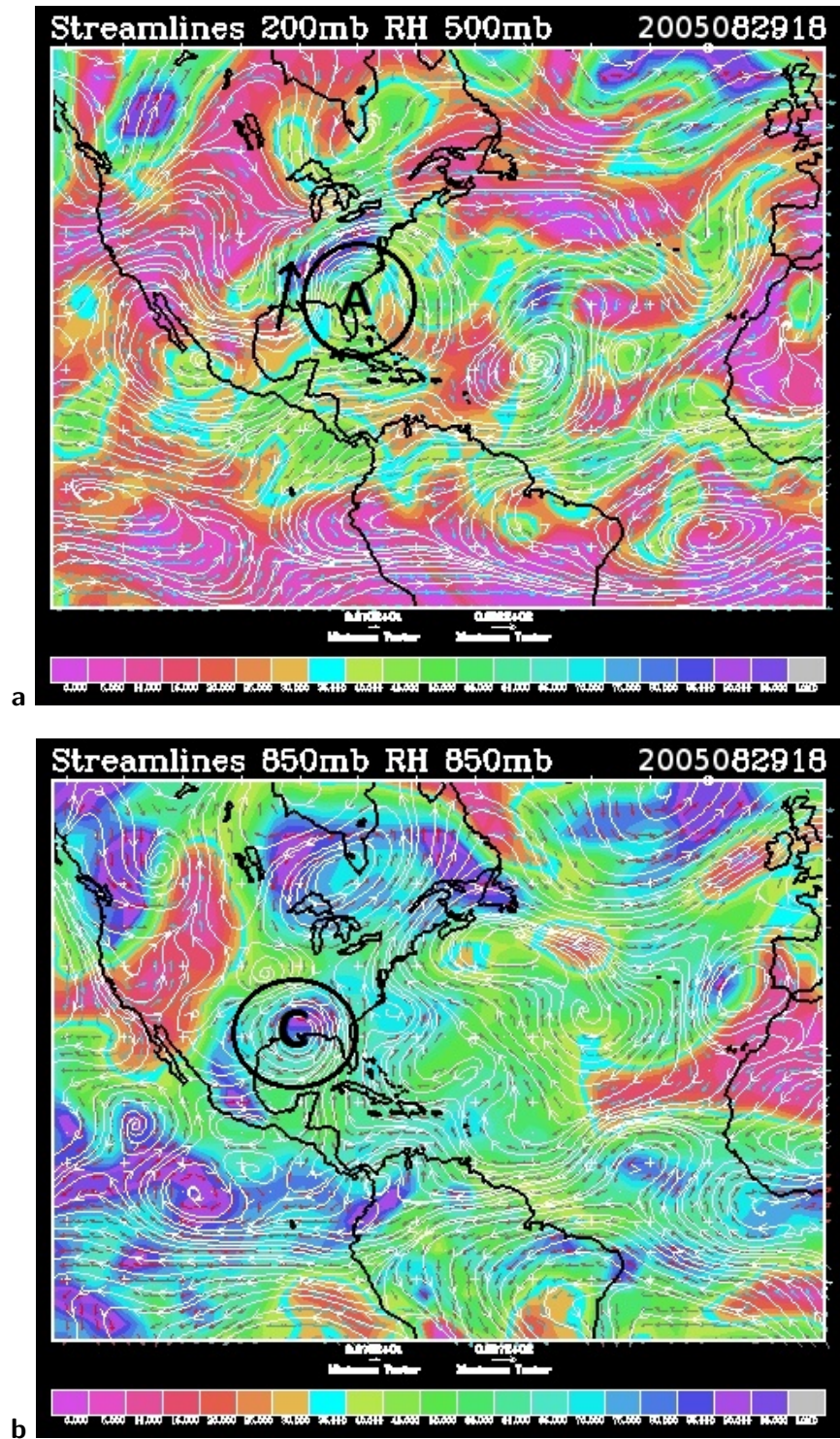


Figura 3.9: Reanálisis del ciclón tropical Katrina (2005): Configuraciones de a) líneas de corriente en 200 hPa y humedad relativa en 500 hPa y b) líneas de corriente y humedad relativa en 850 hPa; para el 29 de agosto a las 18Z, momento aproximado en el que el ciclón tropical Katrina tocó tierra. **A** representa un anticiclón y **C** un ciclón.

El mayor número de víctimas se registró en el estado de Louisiana, el cual sufrió el impacto directo del ciclón. La mayoría de los decesos estuvieron relacionados a la inundación que anegó la ciudad de New Orleans (situada en algunas partes por debajo del nivel del mar) inducida por la marea de tormenta a medida que el huracán se acercaba a tierra. Con lo visto en New Orleans durante el paso de Katrina, es válido recordar que la marea de tormenta es una de las principales amenazas derivadas de un ciclón tropical.

La génesis del huracán Katrina es compleja y envuelve la interacción de una onda tropical con los remanentes en la troposfera media de la depresión tropical Diez y sistemas atmosféricos en la troposfera alta (Knabb et al. 2005). Una onda tropical que salió de África el 11 de agosto de 2005 se acopló a los remanentes de la depresión tropical Diez que estaban presentes en la troposfera media y para el 19 de agosto se observó la interacción de estos sistemas como una amplia área de tormentas al norte de Puerto Rico.

En la troposfera alta se tuvo la presencia del anticiclón de verano y de una vaguada, la cual se debilitó paulatinamente favoreciendo que la cortante de vientos disminuyera y que el sistema se fortaleciera, clasificándolo como depresión tropical el día 23 de agosto al mediodía a 175 millas náuticas al sureste de Nassau, Bahamas. El ciclón tropical siguió ganando fuerza en su paso por las Bahamas y para el 24 de agosto fue clasificado como tormenta tropical a 65 millas náuticas al este-sureste de Nassau.

A medida que el ciclón se intensificó, fue interactuando con una dorsal del anticiclón de verano en la troposfera alta, ubicada al norte del Golfo de México (Fig. 3.8a). Esta interacción pudo ser la responsable de que el ciclón se moviera hacia el oeste, en dirección al sur de la Florida. Durante la tarde del 25 de agosto, Katrina fue clasificado como huracán, dos horas antes de que tocara tierra en la costa del condado de Miami-Dade, con vientos máximos sostenidos de 75 nudos (Fig. 3.8b).

En la mañana del 27 de agosto, Katrina alcanzó la categoría 3 con vientos máximos sostenidos de 100 nudos. La dorsal del anticiclón de verano que mantenía al huracán en una dirección oeste-suroeste se movió hacia la Península de Florida, modificando su trayectoria. Esto provocó que el ciclón tropical se desplazara hacia el oeste el 27 de agosto y que para el 28 de agosto girara hacia el noroeste. Katrina tuvo un periodo de intensificación rápida el 28 de agosto, pasando de la categoría 3 a la categoría 5 en menos de 12 horas, alcanzando su máxima intensidad, con vientos sostenidos de 150 nudos (280 km/h) y una presión mínima de 902 hPa, cuando estaba a 170 millas náuticas de la desembocadura del Río Mississippi.

Sin embargo, antes de tocar tierra, el ciclón tropical Katrina se debilitó debido a cambios estructurales en su centro convectivo (deterioro del ojo interno y desarrollo parcial de un nuevo ojo externo) y a factores adicionales como la intrusión de aire seco sobre la sección oeste del ojo, el incremento gradual de la cortante de vientos, temperaturas del océano un poco más bajas y la misma interacción con el continente (Beven et al. 2008).

El 29 de agosto Katrina entró a tierra, primero cerca de Buras, Louisiana y luego cerca de la desembocadura del Río Pearl, en la frontera entre Louisiana y Mississippi, como un huracán categoría 3 (Fig. 3.9b). Se pudo observar que el ciclón tropical fue arrastrado por el flujo del anticiclón en altura (Fig. 3.9a). Durante la mañana del 29 de agosto, Katrina se movió sobre el centro de Mississippi convirtiéndose en huracán categoría 1 al mediodía. Seis horas después, se convirtió en tormenta tropical, cerca de la localidad de Meridian, Mississippi. El 30 de agosto Katrina aceleró su movimiento y giró hacia el noreste degradándose a depresión tropical. Continuó

su debilitamiento y ese mismo día se convirtió en una baja presión extratropical. Al siguiente día, la baja extratropical fue absorbida por una zona frontal al este de los Grandes Lagos.

### **3.4. Huracán Rita (18-26 de septiembre 2005)**

Rita fue un ciclón tropical que perteneció a la Temporada de Huracanes del Océano Atlántico del año 2005, alcanzó la categoría 5 (huracán mayor) en la escala de Saffir-Simpson y afectó principalmente a Estados Unidos, en particular a los estados de Texas, Louisiana y Florida. El acercamiento de Rita a la costa de Estados Unidos generó una de las mayores evacuaciones en la historia de ese país, debido al temor que sucediera una tragedia como la de New Orleans (provocada por el huracán Katrina), pero esta vez en la ciudad de Houston. La trayectoria y una imagen satelital del momento en que Rita alcanzó su máxima intensidad se pueden observar en la Fig. 3.10.

De manera directa, Rita causó la muerte de 7 personas en Estados Unidos, debido a los tornados, árboles caídos o inundaciones costeras. Indirectamente, fallecieron al menos 55 personas en el estado de Texas, algunas de ellas en accidentes de tránsito durante la evacuación, por golpes de calor o por envenenamiento por monóxido de carbono. Los últimos estimados sobre el daño que ocasionó el huracán Rita a los Estados Unidos arrojan un total de 11.3 billones de dólares (Beven et al. 2008).

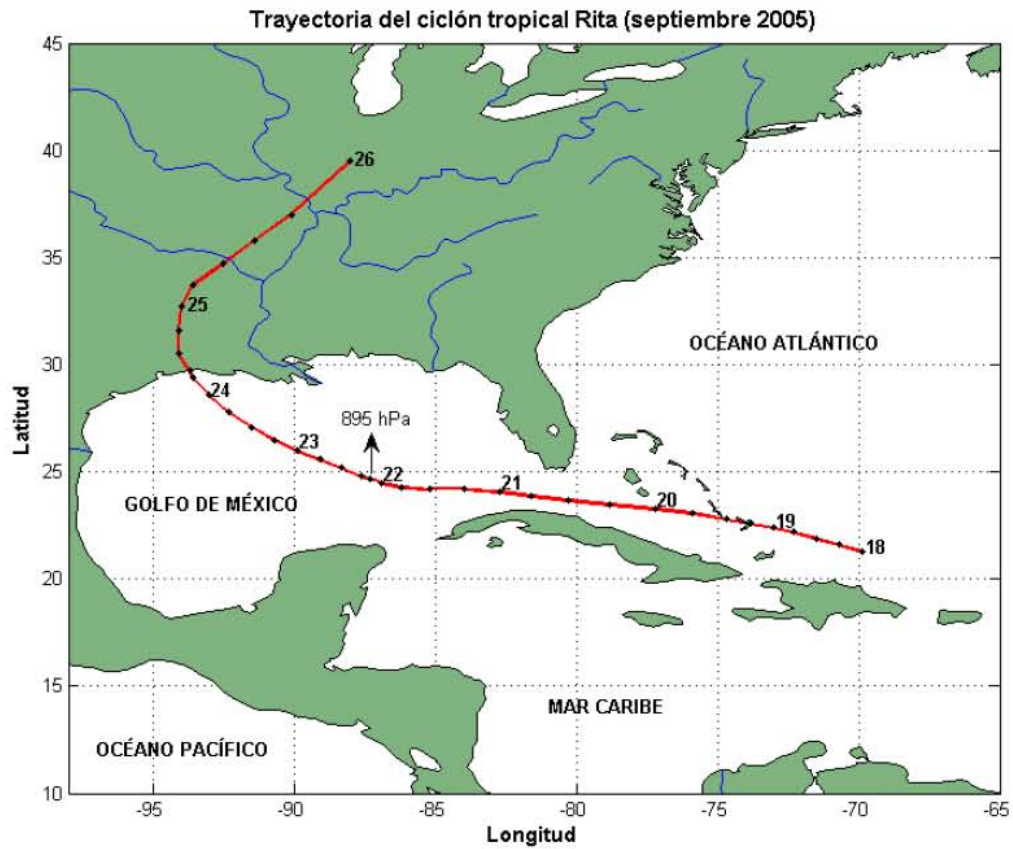
La génesis de Rita estuvo ligada a la compleja interacción entre una onda tropical y los remanentes de un frente frío. La onda tropical salió de la costa de África el 7 de septiembre de 2005, desplazándose por todo el Atlántico donde apenas mostró convección organizada. Mientras tanto, un frente frío se convirtió en estacionario el 13 de septiembre, unas cuantas millas al norte de las Antillas Menores. La porción sur del frente estacionario perdió definición y se formó una vaguada el día 14 de septiembre (Knabb et al. 2006).

El 20 de septiembre en la mañana, sobre el estrecho de Florida, se convirtió en huracán con vientos máximos sostenidos de 70 nudos. El mismo día alcanzó la categoría 2 mientras su centro pasaba 40 millas náuticas al sur de Key West. Se observó una rápida intensificación para el 21 de septiembre cuando alcanzó la categoría 3 en horas tempranas. En niveles altos, se pudo distinguir un anticiclón, que se localizó sobre la Península de Florida, posiblemente como producto de la interacción del anticiclón de verano y el anticiclón inducido por el huracán Rita (Fig. 3.11a). Al mediodía, Rita ya era categoría 5 con vientos máximos sostenidos de 145 nudos. La rápida intensificación fue debida a muchos factores: las cálidas aguas de la Corriente del Lazo y un ambiente favorable sin cizallamiento vertical (Beven et al. 2008).

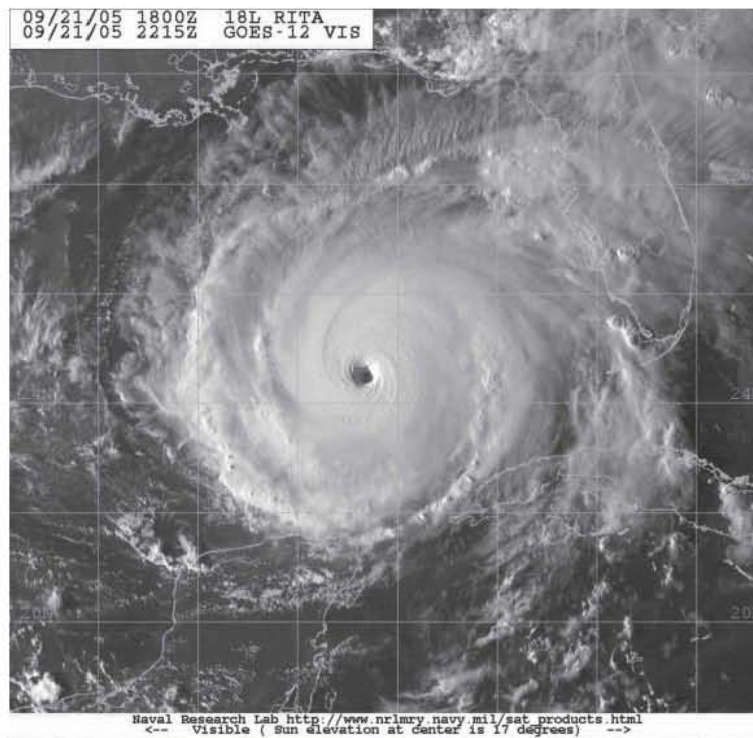
El huracán Rita alcanzó su máxima intensidad en las últimas horas del 21 de septiembre con vientos de hasta 155 nudos (285 km/h), localizándose a 270 millas náuticas al sur-sureste de la desembocadura del Río Mississippi y con una presión mínima de 895 hPa (Fig. 3.11b). El 22 de septiembre Rita se debilitó y se degradó a categoría 4 y para el 23 de septiembre ya era categoría 3 mientras se dirigía hacia el noroeste. Rita tocó tierra al mediodía del 23 de septiembre, al este de la localidad de Sabine Pass, Louisiana.

Cuando el huracán Rita tocó tierra se observó en altura al anticiclón de verano centrado sobre el Estrecho de Florida, extendiendo una de sus dorsales hasta la costa de los estados de Texas y Louisiana. En ese periodo, el





**a**



**b**

Figura 3.10: a) Trayectoria del ciclón tropical Rita sobre la cuenca del Océano Atlántico. b) Imagen satelital del huracán Rita, en su camino hacia la costa sur de Estados Unidos, en septiembre de 2005. (Imagen tomada de Beven et al. 2008).

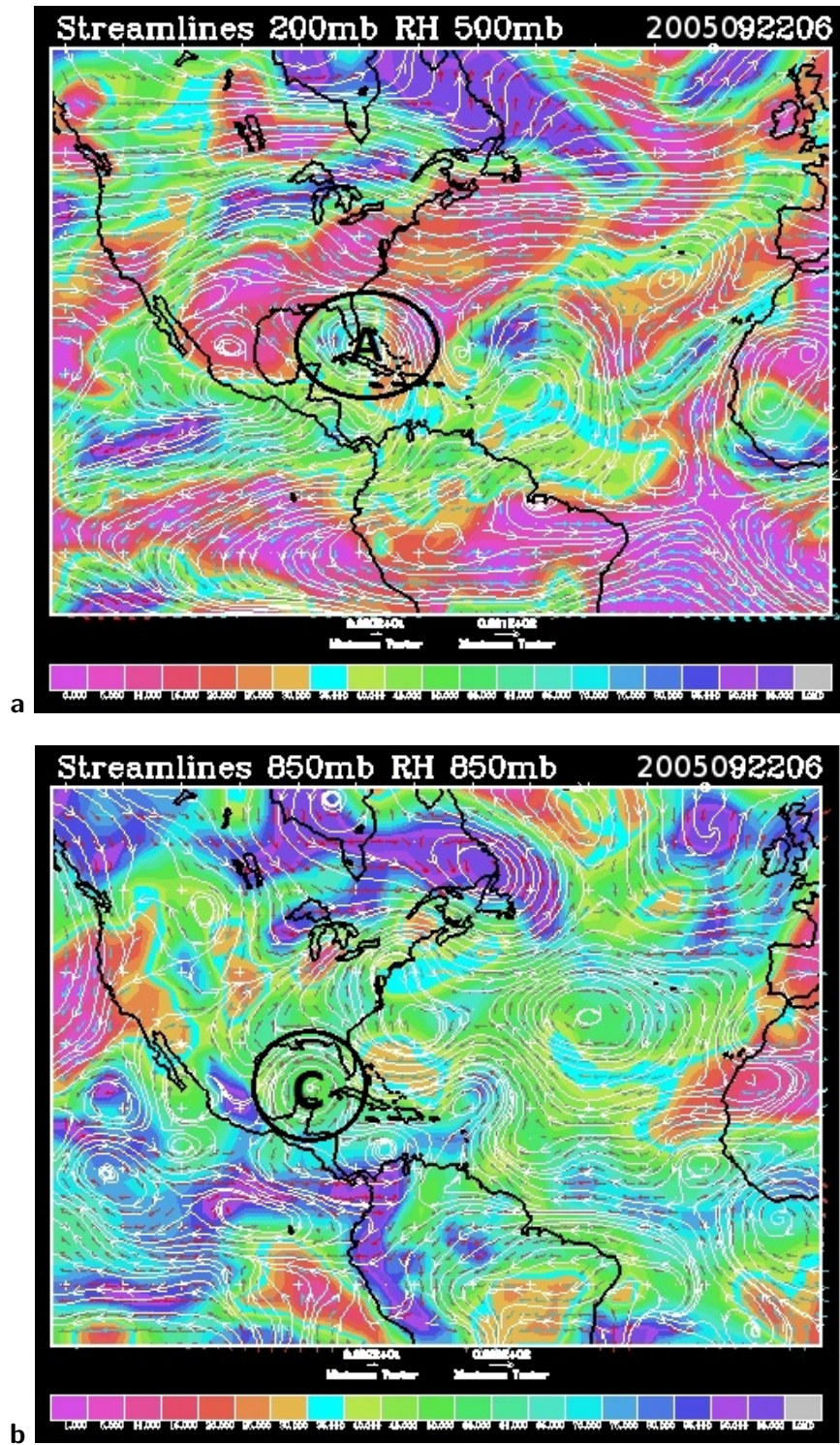


Figura 3.11: Reanálisis del ciclón tropical Rita (2005): Configuraciones de a) líneas de corriente en 200 hPa y humedad relativa en 500 hPa y b) líneas de corriente y humedad relativa en 850 hPa; para el 22 de septiembre a las 06Z. **A** representa un anticiclón y **C** un ciclón.

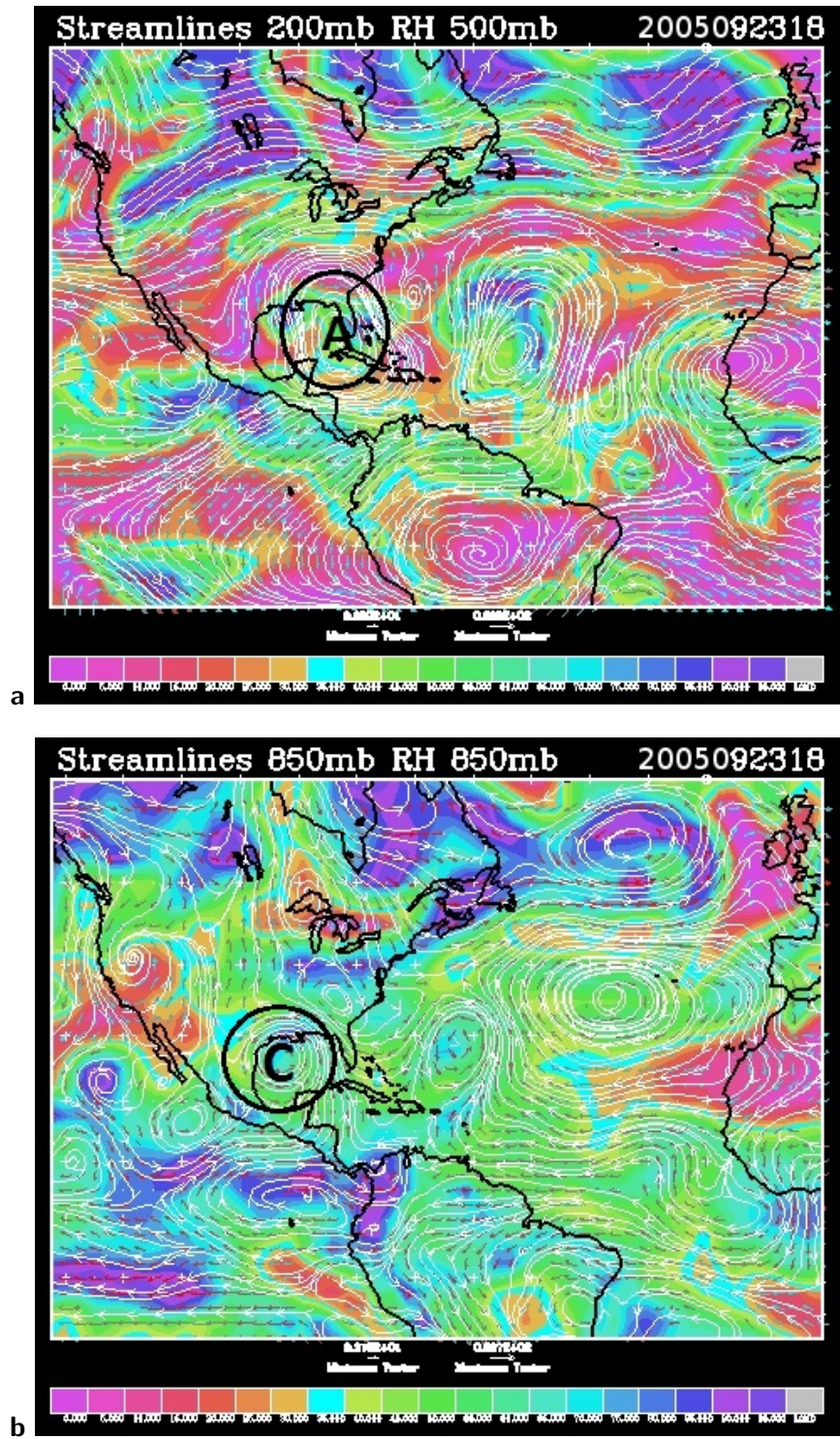


Figura 3.12: Reanálisis del ciclón tropical Rita (2005): Configuraciones de a) líneas de corriente en 200 hPa y humedad relativa en 500 hPa y b) líneas de corriente y humedad relativa en 850 hPa; para el 23 de septiembre a las 18Z. **A** representa un anticiclón y **C** un ciclón.

anticiclón de verano cubrió gran parte del Golfo de México, Cuba, el sur de Estados Unidos y el norte del Mar Caribe, y su ubicación pudo haber modificado la trayectoria del ciclón tropical (Fig. 3.12a-b). Rita se debilitó justo después de tocar tierra, manteniéndose como huracán unas pocas horas más.

Rita siguió una dirección hacia el norte como tormenta tropical con su centro moviéndose a lo largo de la frontera entre Texas y Louisiana. Posteriormente, en horas de la madrugada del 25 de septiembre, Rita se degradó a depresión tropical mientras se situaba sobre el suroeste de Arkansas. Luego giró hacia el noroeste directo hacia un sistema frontal. La depresión perdió organización convectiva y se convirtió en una baja presión remanente el 26 de septiembre en horas tempranas. La baja presión fue absorbida por la zona frontal en la mañana de ese mismo día en la región sur de los Grandes Lagos.

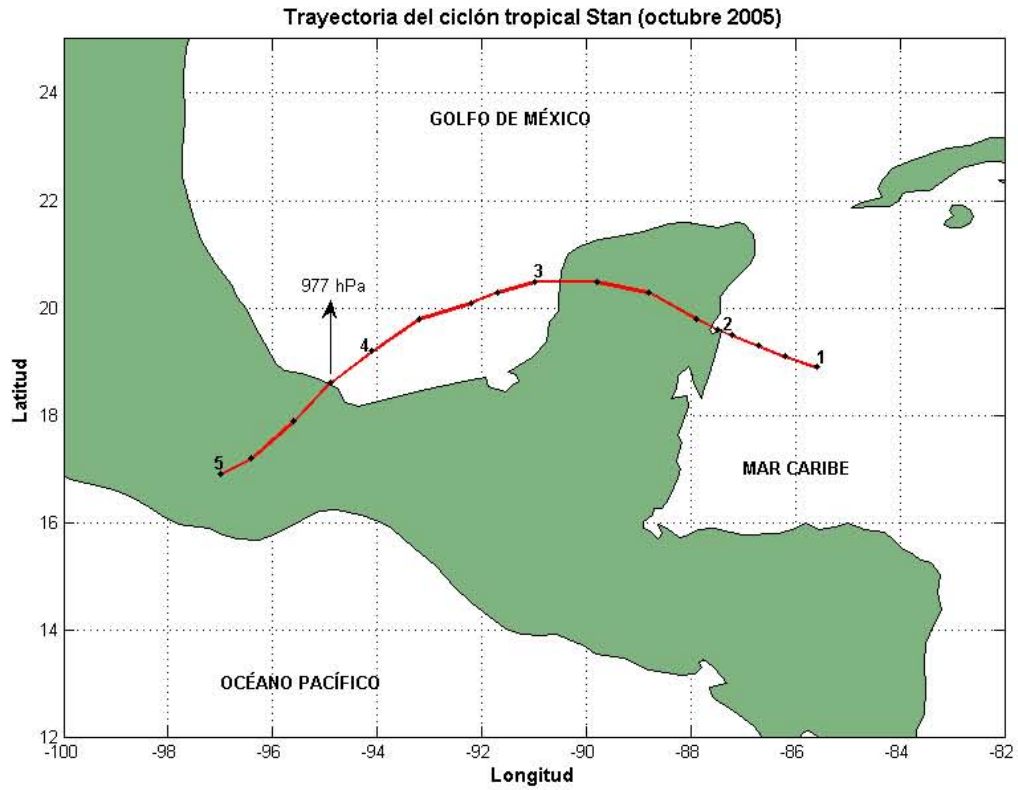
### **3.5. Huracán Stan (1-5 de octubre 2005)**

Stan fue un ciclón tropical que perteneció a la Temporada de Huracanes del Océano Atlántico del año 2005, llegó a ser categoría 1 (huracán menor) en la escala de Saffir-Simpson y afectó a México y Centroamérica (particularmente Guatemala y El Salvador). Es casi imposible determinar el número de fallecidos que dejó Stan; pero de acuerdo con el gobierno de México, hubo 80 muertes en los estados de Veracruz, Oaxaca y Chiapas. La estimación total de muertos en México y Centroamérica está en el rango de 1,000 a 2,000 o incluso más. Guatemala fue severamente afectada, donde más de 1,000 personas pudieron haber muerto (Pasch y Roberts 2006). La trayectoria y una imagen satelital del ciclón tropical Stan cuando tocó tierra se muestran en la Fig. 3.13.

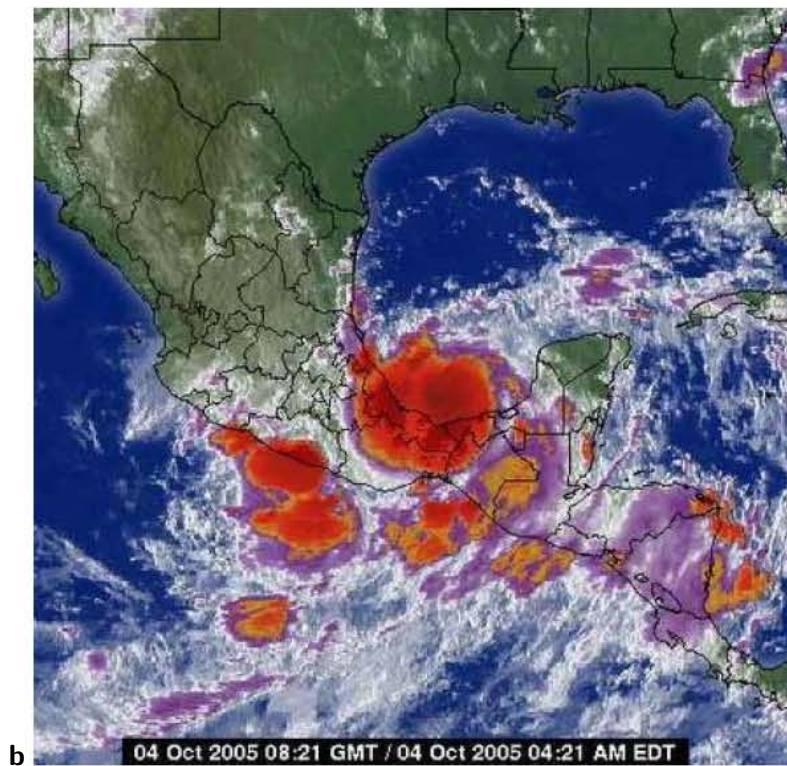
Una onda tropical que salió de la costa de África el 17 de septiembre de 2005 parece ser el precursor de este sistema ciclónico. Durante su paso por el Océano Atlántico no mostró mucha organización. El 22 de septiembre se observó mayor convección, sin embargo la cizalladura del viento no era favorable para la formación de un ciclón tropical. La onda entró al Mar Caribe el 25 de septiembre y para el día 27 la actividad convectiva era más profunda (Beven et al. 2008).

Cuando la onda tropical entró al Mar Caribe, un anticiclón muy activo en los niveles altos se ubicó al norte de México. El 28 de septiembre se empezó a desarrollar otro anticiclón en altura, pero esta vez situado sobre La Española, lo que coincide con el paso de la onda tropical en ese sector. En los niveles bajos, se observó la formación de un vórtice al norte de Panamá, para el 29 de septiembre. No fue hasta el 1 de octubre que el sistema empezó a desarrollarse en mayor plenitud. Se estima que se formó una depresión tropical en la mañana del 1 octubre a 115 millas náuticas al sureste de Cozumel. En la troposfera alta ya era visible un anticiclón sobre la perturbación ciclónica en los niveles bajos.

Stan cruzó la Península de Yucatán en aproximadamente 18 horas y en su paso sobre tierra se debilitó hasta convertirse en depresión tropical. Cuando salió a la Bahía de Campeche, ganó fuerza rápidamente llegando a ser de nuevo una tormenta tropical, sin embargo una alta presión sobre Estados Unidos forzó al ciclón a que girara al oeste-suroeste. Mientras Stan se acercaba a la costa sur del Golfo de México se intensificó y llegó a ser huracán categoría 1, alcanzando su máxima intensidad con vientos de 130 km/h y una presión mínima de 977 hPa, en las primeras horas del 4 de octubre.



**a**



**b**

Figura 3.13: a) Trayectoria del ciclón tropical Stan sobre el Mar Caribe, la Península de Yucatán y el Golfo de México. b) Imagen satelital del huracán Stan, impactando la costa de Veracruz, en octubre de 2005. Fuente: <http://photos1.blogger.com/img/83/2878/640/mexsat.jpg> (Consultada en febrero de 2015)

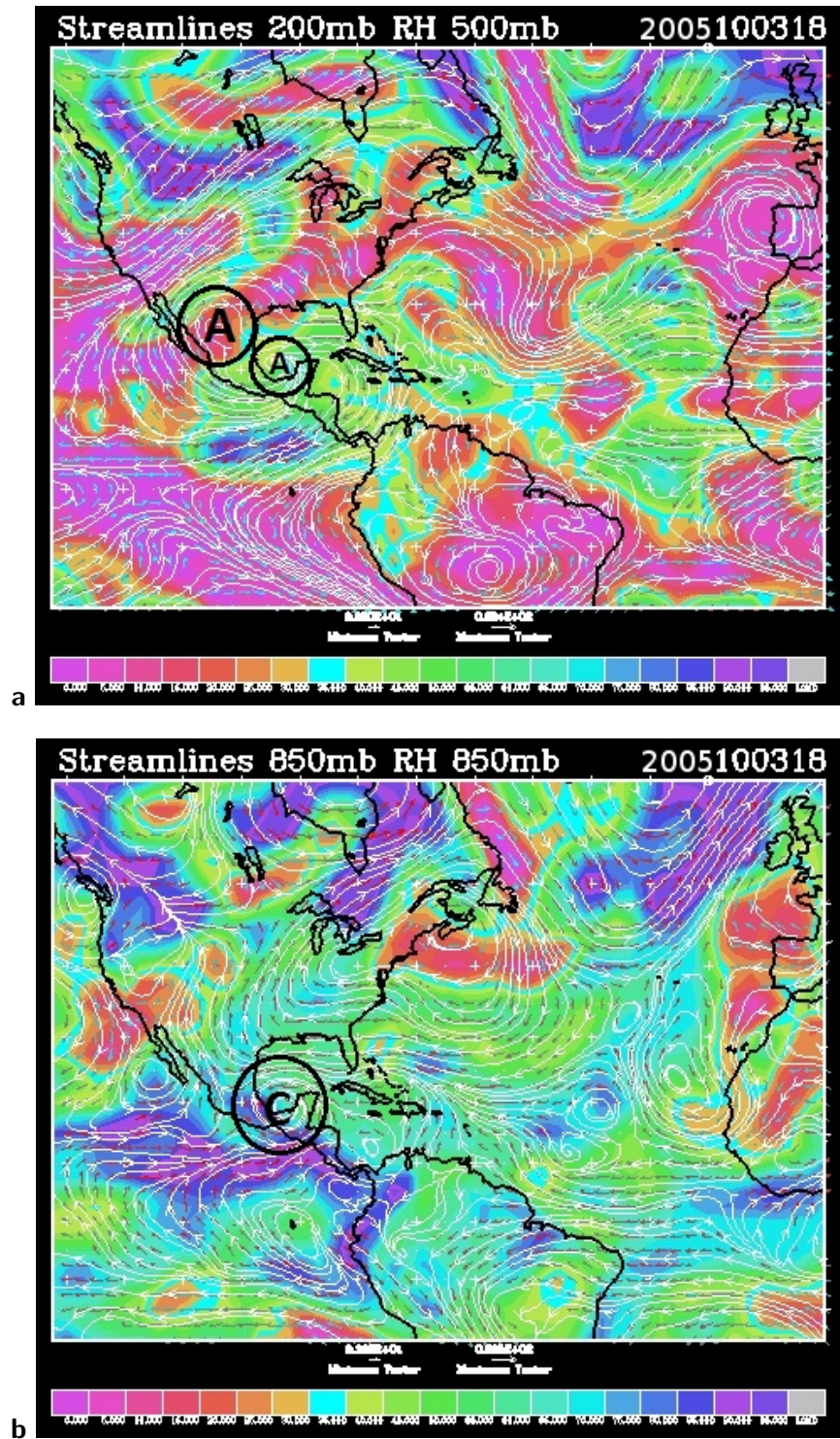


Figura 3.14: Reanálisis del ciclón tropical Stan (2005): Configuraciones de a) líneas de corriente en 200 hPa y humedad relativa en 500 hPa y b) líneas de corriente y humedad relativa en 850 hPa; para el 3 de octubre a las 18Z. **A** representa un anticiclón y **C** un ciclón.

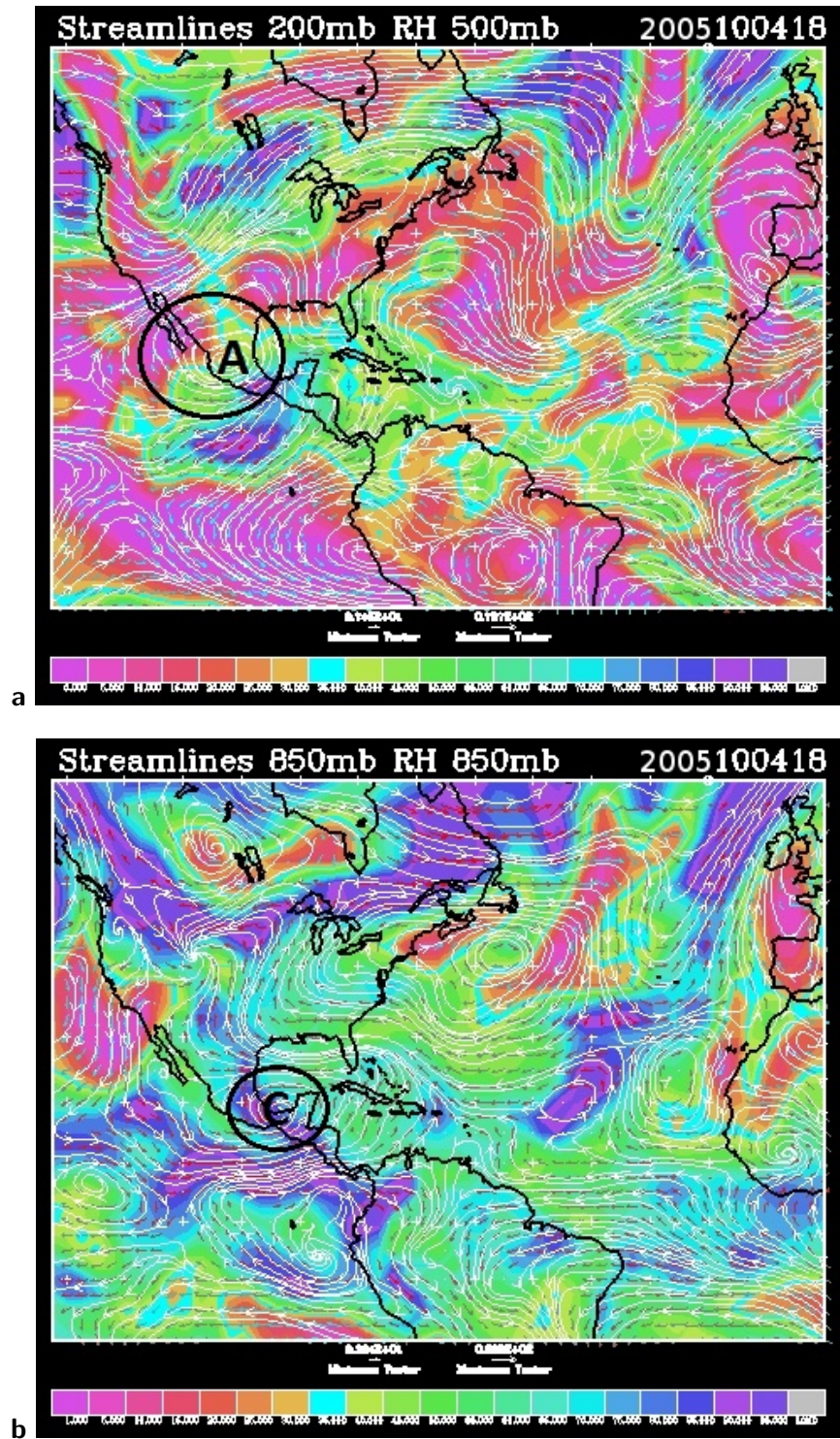


Figura 3.15: Reanálisis del ciclón tropical Stan (2005): Configuraciones de a) líneas de corriente en 200 hPa y humedad relativa en 500 hPa y b) líneas de corriente y humedad relativa en 850 hPa; para el 4 de octubre a las 18Z, momento aproximado en el que Stan tocó tierra por segunda vez en México. **A** representa un anticiclón y **C** un ciclón.

Stan tocó tierra por segunda vez en la mañana del 4 de octubre, a 80 millas náuticas al este-sureste de Veracruz. En este periodo de tiempo, se tuvo el dominio del anticiclón de verano en los niveles altos, el cual estaba ubicado en el centro de la república mexicana. Se pudo observar que hubo una interacción entre el anticiclón de verano de Norteamérica y el anticiclón que el huracán Stan indujo en altura, unas horas antes que el ciclón tocara tierra (particularmente en los mapas de reanálisis del 3 de octubre a las 18Z y el 4 de octubre a las 00Z) (Fig. 3.14a-b).

Una de las dorsales del anticiclón de verano se extendió hasta el sur del Golfo de México, provocando que el flujo en altura tuviera una predominancia de la componente norte, por lo que se puede suponer que la posición del anticiclón de verano modificó significativamente la trayectoria del huracán Stan, empujándolo hacia el estado de Veracruz (Fig. 3.15a-b).

Además, en niveles bajos, se observó que el ciclón tropical estaba inmerso en una circulación ciclónica de mayor escala, lo que generó precipitaciones muy intensas sobre México y Centroamérica. Después que el ciclón tropical entró a tierra se debilitó rápidamente y se disipó sobre el terreno montañoso del estado de Oaxaca en la madrugada del 5 de octubre.

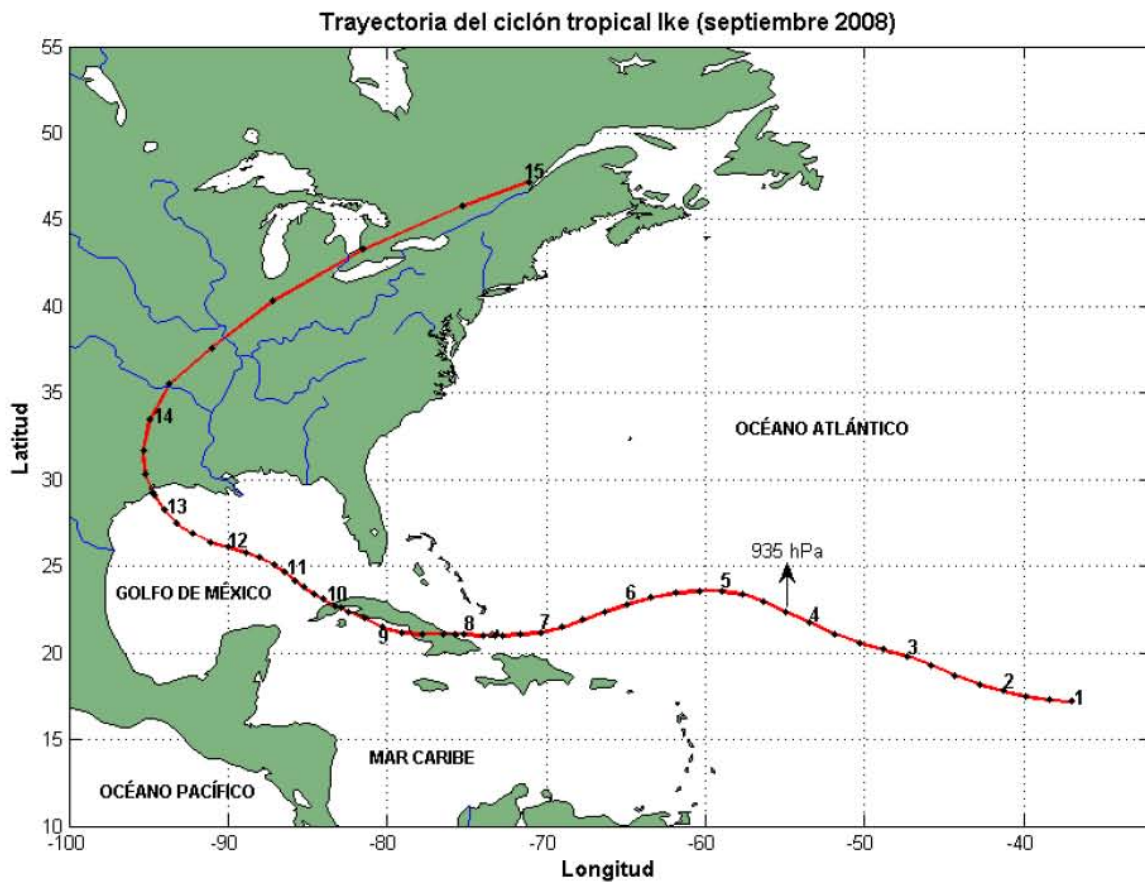
### **3.6. Huracán Ike (1-14 de septiembre 2008)**

Ike fue un ciclón tropical que perteneció a la Temporada de Huracanes del Océano Atlántico del año 2008, alcanzó la categoría 4 (huracán mayor) en la escala de Saffir-Simpson y sus afectaciones se sintieron principalmente en Cuba y Estados Unidos (en particular, en los estados de Texas y Louisiana). Ike fue el responsable directo de la muerte de 115 personas en La Española, Cuba y Estados Unidos. En las Islas Turcas y Caicos la destrucción fue masiva, donde aproximadamente un 95 % de las casas en la isla Grand Turk quedaron dañadas (Berg 2009). La trayectoria y una imagen satelital del ciclón tropical Ike sobre la isla de Cuba se observan en la Fig. 3.16.

Las pérdidas económicas, solamente en territorio estadounidense, se calcularon en 19.3 billones de dólares (Brown et al. 2010). Los remanentes del huracán Ike atravesaron el valle de Ohio y llegaron hasta Canadá. El acercamiento del huracán a la costa generó inundaciones por marea de tormenta en la isla de Galveston, Texas, y en otras regiones costeras de Louisiana. También se registraron tornados y fuertes vientos en diferentes puntos de los Estados Unidos.

Ike se originó a partir de una onda tropical que salió de la costa oeste de África el 28 de agosto de 2008. Fue designado como depresión tropical el día 1 de septiembre a 675 millas al oeste de Cabo Verde. Ese mismo día subió de categoría a tormenta tropical y fue intensificándose gradualmente en los dos días siguientes mientras se movía hacia el oeste-noroeste sobre el Océano Atlántico. Se comenzó a hacer visible un ojo el 3 de septiembre y fue cuando ascendió a la categoría de huracán. Ike llegó a su máxima intensidad el 4 de septiembre a las 06Z, con vientos de 125 nudos (230 km/h) y una presión mínima de 935 hPa, alcanzando la categoría 4 en la escala de Saffir-Simpson (Berg 2009).





**a**

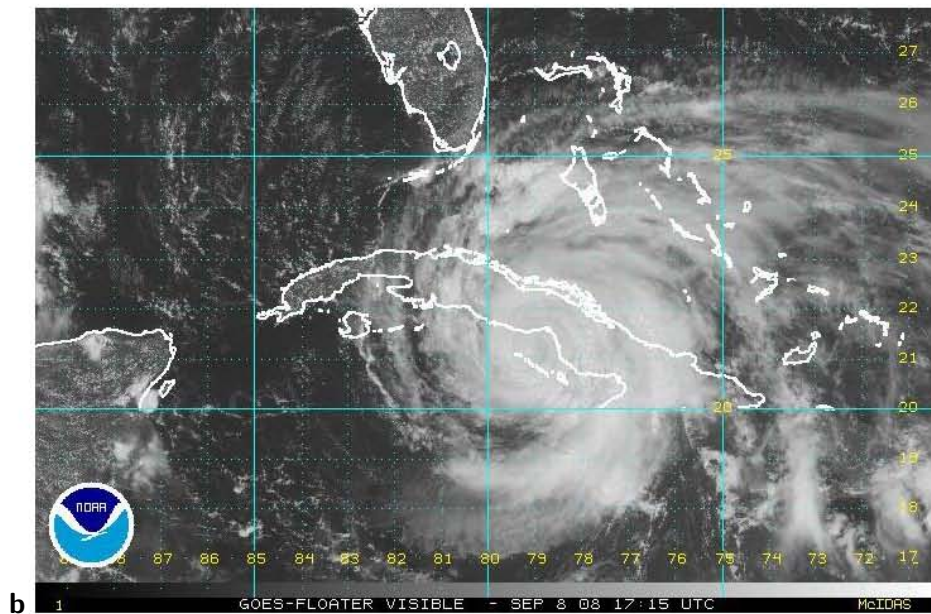


Figura 3.16: a) Trayectoria del ciclón tropical Ike en el Océano Atlántico y el Golfo de México. b) Imagen satelital del paso del huracán Ike sobre la isla de Cuba, en septiembre de 2008. Fuente: <http://symonsex.files.wordpress.com/2008/09/0908ikevis1715z.jpg>. (Consultada en febrero de 2015)

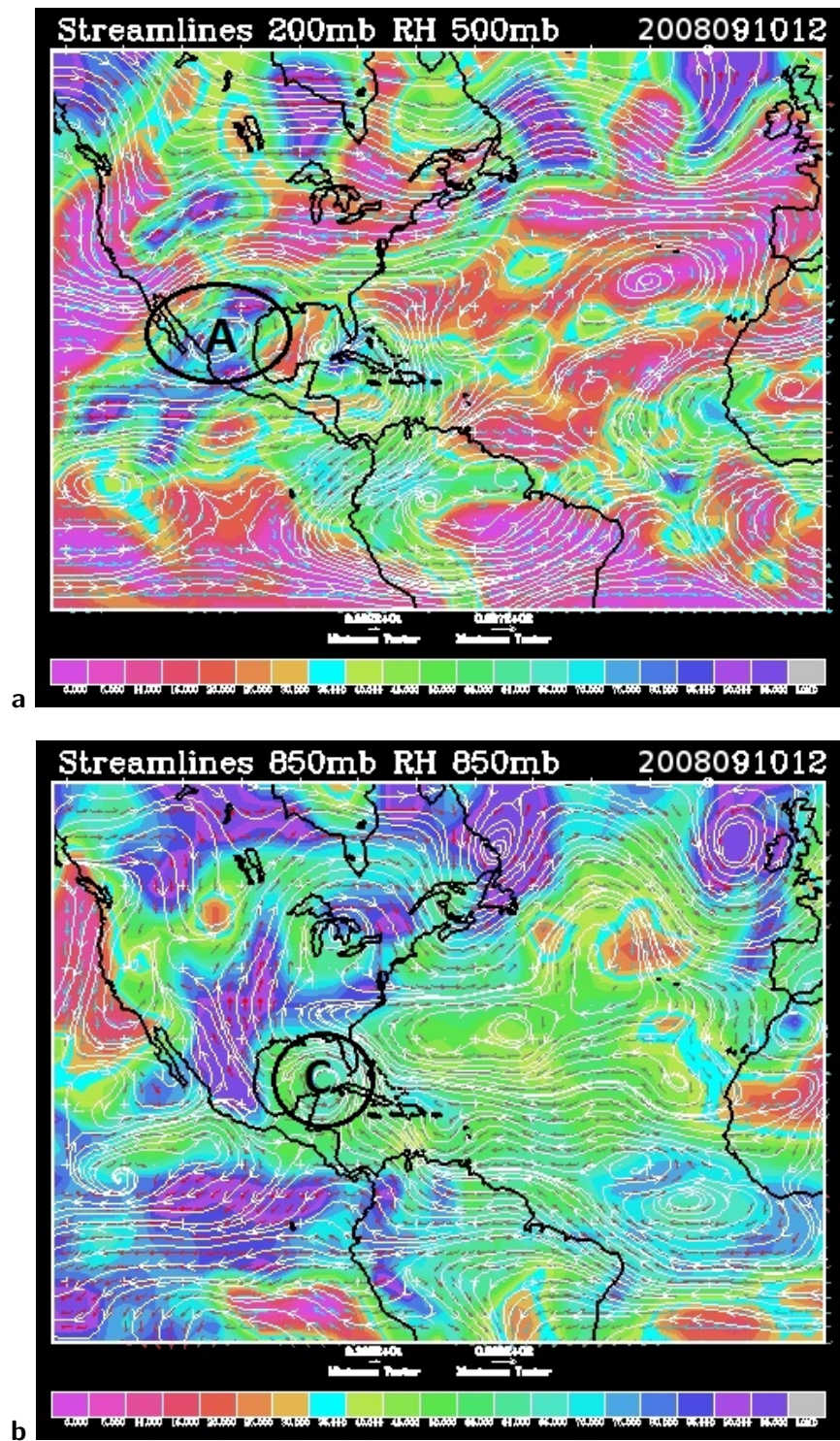


Figura 3.17: Reanálisis del ciclón tropical Ike (2008): Configuraciones de a) líneas de corriente en 200 hPa y humedad relativa en 500 hPa y b) líneas de corriente y humedad relativa en 850 hPa; para el 10 de septiembre de 2008 a las 12Z. **A** representa un anticiclón y **C** un ciclón.

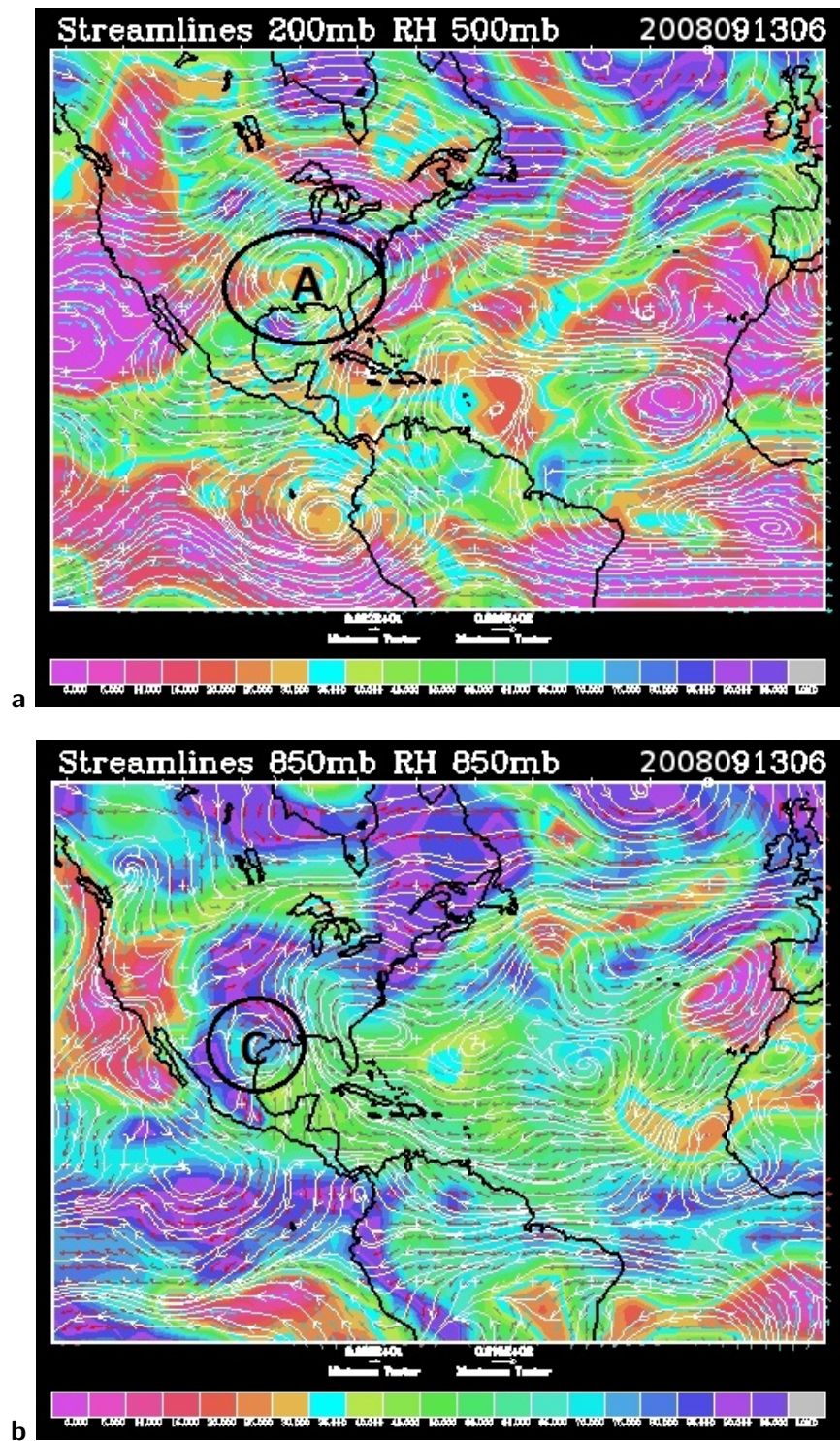


Figura 3.18: Reanálisis del ciclón tropical Ike (2008): Configuraciones de a) líneas de corriente en 200 hPa y humedad relativa en 500 hPa y b) líneas de corriente y humedad relativa en 850 hPa; para el 13 de septiembre de 2008 a las 06Z, momento aproximado en el que el huracán Ike tocó tierra en la costa de Texas. **A** representa un anticiclón y **C** un ciclón.

Ike tuvo un fortalecimiento muy rápido (un incremento en la velocidad del viento de 70 nudos en un periodo de 24 horas). Poco tiempo después de que Ike alcanzó su máxima intensidad, un anticiclón en los niveles altos localizado al noroeste del ciclón tropical se fortaleció provocando un aumento en la cortante del viento. Ike tocó tierra en la isla Great Iguana al sureste de las Bahamas en la mañana del 7 de septiembre. Ese mismo día, en horas de la noche Ike tocó tierra en Cabo Lucrecia, Cuba como un huracán de categoría 4 con vientos de 115 nudos.

Para el 10 de septiembre, Ike se dirigía hacia el noroeste. En altura, el anticiclón de verano se centraba al norte de la república mexicana, mientras se comenzaba a fortalecer una circulación ciclónica inducida por Ike, la cual era visible al este del Golfo de México. Poco a poco, estos dos sistemas fueron acoplándose, primero generando una configuración de punto silla para las 12Z del 10 de septiembre (Fig. 3.17a-b), luego el ciclón inducido por Ike se debilitó paulatinamente y el anticiclón de verano se fortaleció, ubicándose sobre Texas para las 06Z del 12 de septiembre.

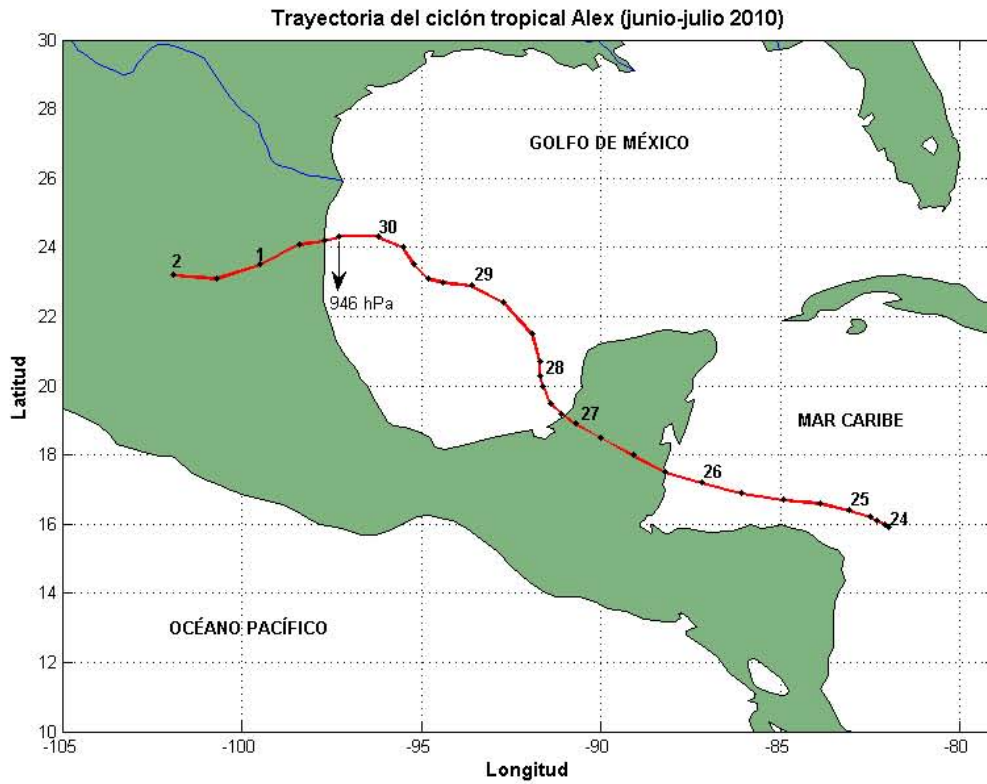
Para el 12 de septiembre, Ike giró al noroeste, directo hacia la costa de Texas. Los flujos de viento en niveles bajos y altos se conjugaron para el ciclón tropical tomara esa dirección, ya que en altura el anticiclón de verano se desplazó hacia el este; mientras que en niveles bajos Ike se ubicó en el extremo oeste de una cresta subtropical de gran escala (Fig. 3.18a). El ojo del huracán tocó tierra en la isla de Galveston en la madrugada del 13 de septiembre con vientos de 95 nudos, como un huracán de categoría 2 (Fig. 3.18b).

Ike se convirtió en tormenta tropical al mediodía del 13 de septiembre y posteriormente en un ciclón extratropical cuando interactuó con un frente en la mañana del 14 de septiembre mientras se movía hacia el noreste a través del norte de Arkansas y el sur de Missouri. La baja extratropical se movió sobre el valle del río Ohio hasta ser absorbida por otra área de baja presión cerca del Río San Lorenzo en la tarde del 15 de septiembre.

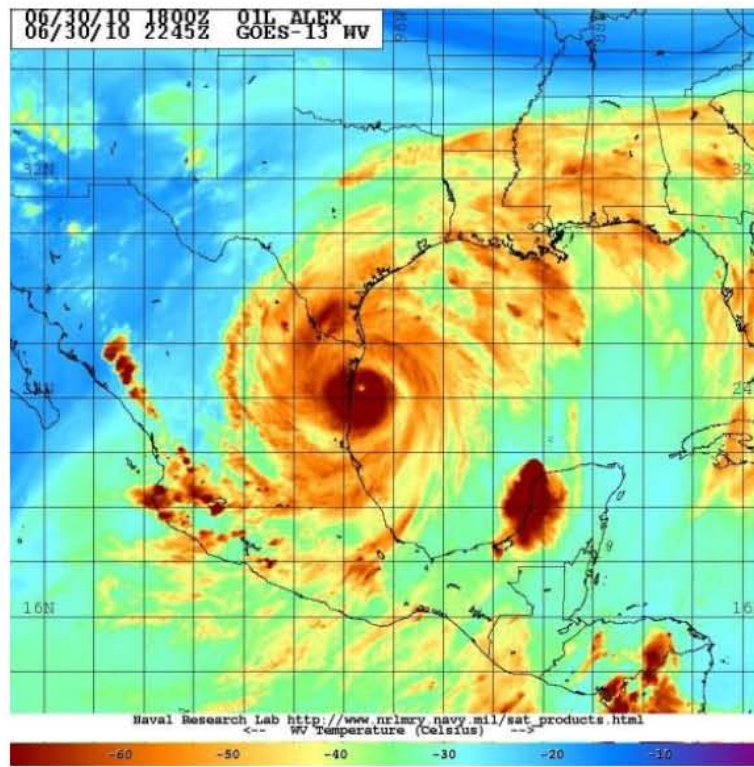
### **3.7. Huracán Alex (25 de junio - 2 de julio 2010)**

Alex fue un ciclón tropical que perteneció a la Temporada de Huracanes del Océano Atlántico del año 2010 y alcanzó la categoría 2 (huracán menor) en la escala de Saffir-Simpson. Fue uno de los ciclones tropicales más fuertes registrados en el mes de junio, afectando con lluvias intensas a algunas regiones de Centroamérica. Alex representa uno de los ciclones más potentes que ha impactado la república mexicana en los últimos 40 años. Además de las severas inundaciones, el huracán Alex provocó daños considerables y la pérdida de vidas humanas en los estados de Tamaulipas, Nuevo León, Coahuila y San Luis Potosí (CONAGUA 2012). La Fig. 3.19 muestra la trayectoria y una imagen satelital del ciclón tropical Alex cuando alcanzó su máxima intensidad.

Se cree que el número de muertes atribuidas al huracán Alex es de 12, solamente en el estado de Nuevo León. Monterrey fue una de las ciudades más afectadas por el paso del ciclón; se registraron daños a la infraestructura de la municipalidad y varios puentes destruidos sobre el cauce del Río Santa Catarina. Un estimado de las pérdidas económicas totales provocadas por el huracán Alex en México es de 1.5 billones de dólares, basado únicamente en los reportes de los medios de comunicación (Pasch 2010).



**a**



**b**

Figura 3.19: a) Trayectoria del ciclón tropical Alex sobre el Mar Caribe y el Golfo de México. b) Imágen satelital del huracán Alex impactando la costa de Tamaulipas, al norte de México, en junio de 2010. Fuente: <http://www.icatdamageestimator.com/public/iblog/wp-content/uploads/2010/07/satellitelandfall.jpg>. (Consultada en febrero de 2015)

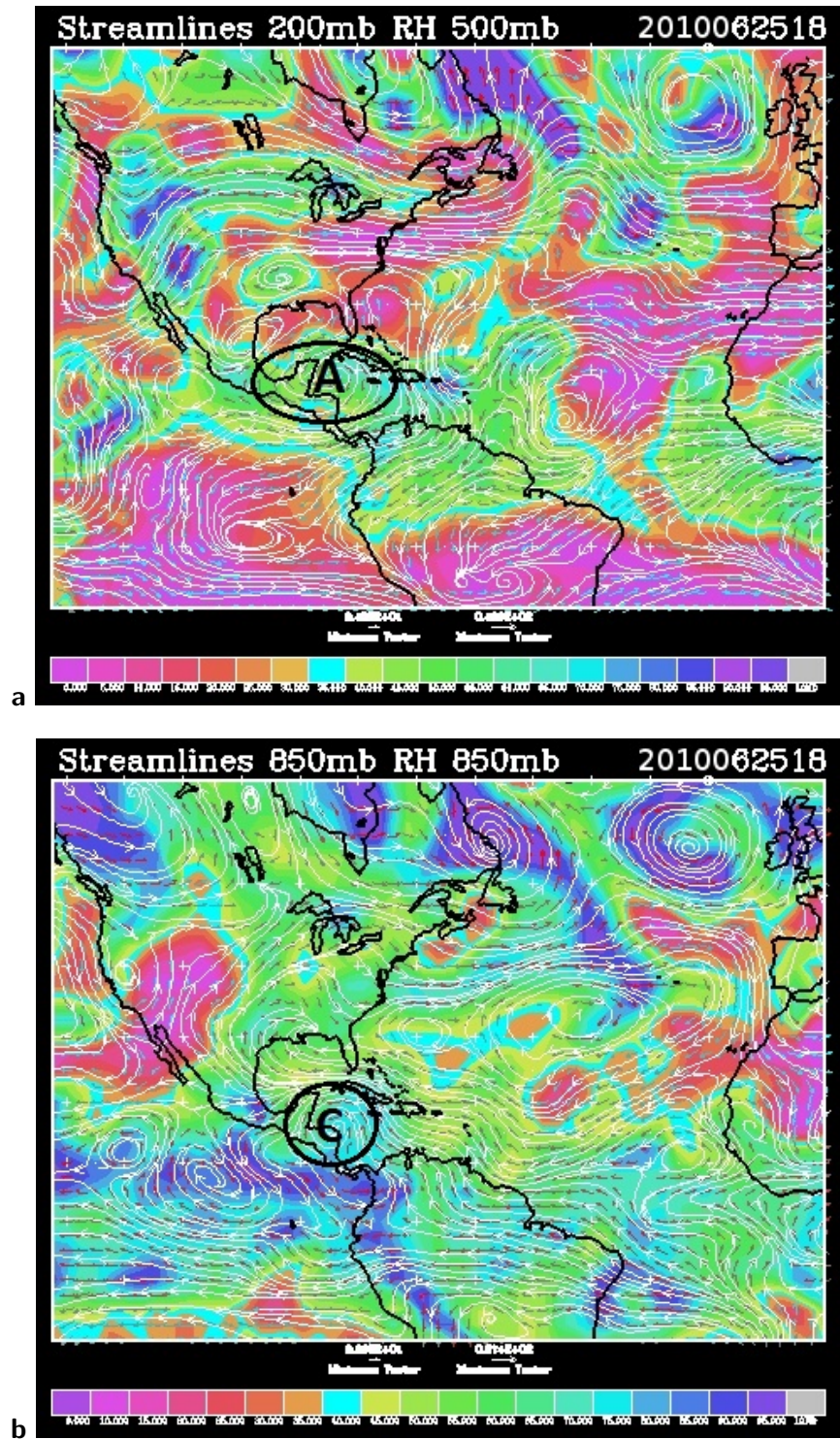


Figura 3.20: Reanálisis del ciclón tropical Alex (2010): Configuraciones de a) líneas de corriente en 200 hPa y humedad relativa en 500 hPa, y b) líneas de corriente y humedad relativa en 850 hPa; para el 25 de junio a las 18Z. **A** representa un anticiclón y **C** un ciclón.

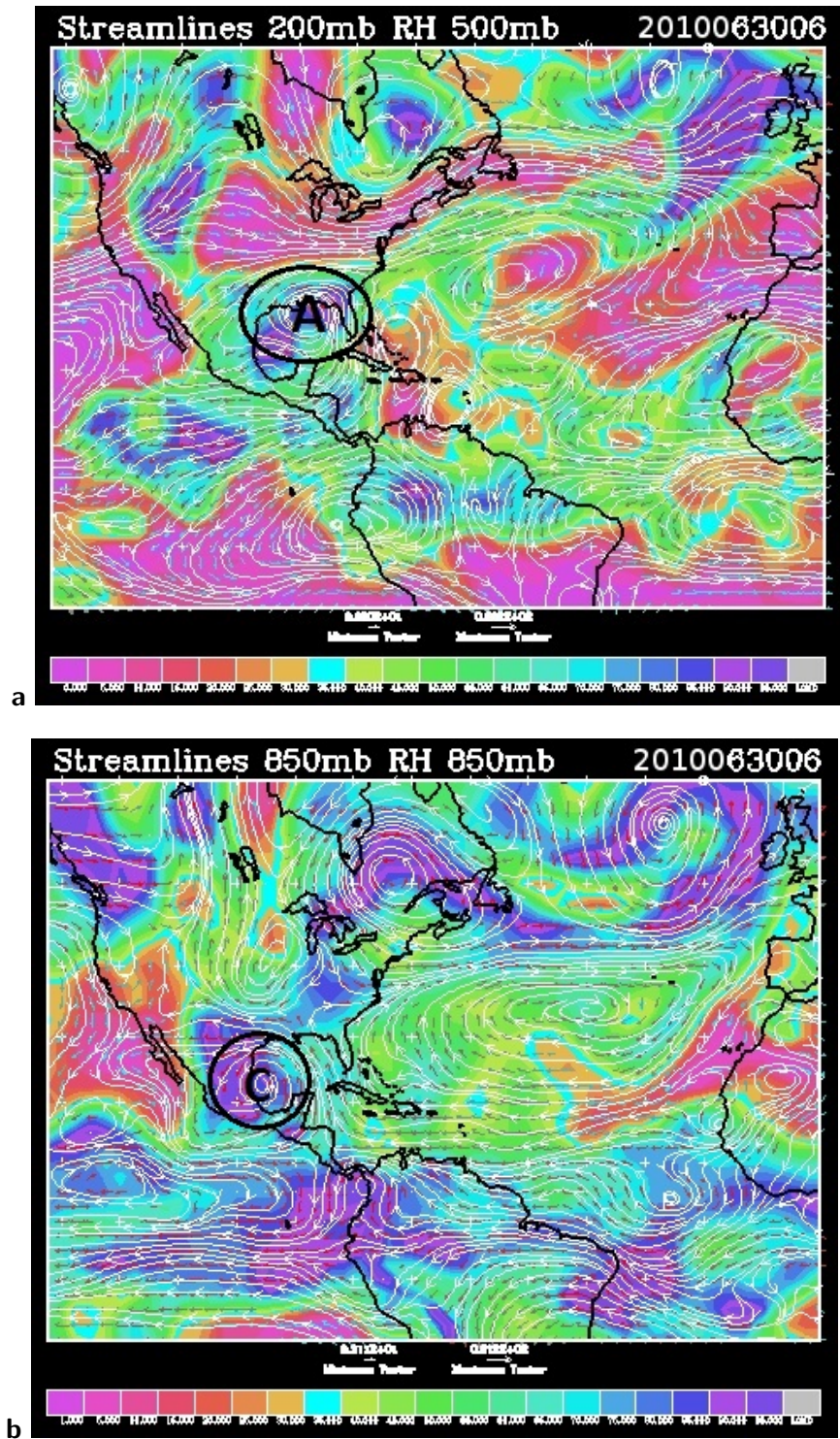


Figura 3.21: Reanálisis del ciclón tropical Alex (2010): Configuraciones de a) líneas de corriente en 200 hPa y humedad relativa en 500 hPa, y b) líneas de corriente y humedad relativa en 850 hPa; para el 30 de junio a las 06Z. **A** representa un anticiclón y **C** un ciclón.

La génesis de Alex parece estar ligada a la interacción de una onda tropical y a una perturbación proveniente de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ), la cual se pudo identificar el día 17 de junio de 2010 sobre el Atlántico Central. El 25 de junio, el sistema se convirtió en depresión tropical, aproximadamente a 80 millas al norte-noreste de Puerto Lempira, Honduras. En ese momento, un anticiclón al noroeste del Mar Caribe dominaba las condiciones en altura, contribuyendo a la formación e intensificación del ciclón (Fig. 3.20a-b). Alex pasó al norte de Honduras, e impactó la costa de Belice el día 26 de junio en horas de la tarde como tormenta tropical. Alex atravesó Belice y el sur de la Península de Yucatán el 27 de junio manteniéndose bien organizado durante su paso.

El anticiclón en altura se debilitó paulatinamente reapareciendo sobre la república mexicana poco tiempo después. El día 28 de junio, Alex salió a las aguas del Golfo de Campeche intensificándose de manera gradual y moviéndose hacia el noroeste debido al fortalecimiento del anticiclón en niveles altos, que se ubicó al norte de la Península de Yucatán. Todo esto además coincidía con la intensificación de Alex a la categoría de huracán, en horas de la tarde del 29 de junio.

Todas esas condiciones fueron propicias para que Alex se siguiera intensificando, ya que, además, la temperatura de la superficie del mar rondaba los 29°C y la cizalladura del viento era mínima (Pasch 2010). Alex disminuyó su velocidad y giró hacia el norte-noroeste. Posteriormente Alex giró hacia el sur-suroeste el 30 de junio mientras se intensificaba. Alex se convirtió en un huracán de categoría 2 en las últimas horas del 30 de junio. Su máxima intensidad la alcanzó muy cerca de tierra, sus vientos llegaron hasta los 95 nudos (176 km/h) y su presión bajó hasta los 946 hPa, muy cerca de convertirse en un categoría 3 (Fig. 3.21b). Su entrada a tierra se registró cerca de Soto La Marina, Tamaulipas. Alex continuó moviéndose hacia el oeste-suroeste mientras se debilitaba rápidamente sobre tierra hasta convertirse en tormenta tropical el 1 de julio.

Mientras Alex se debilitaba sobre México dejando grandes cantidades de precipitación, en los niveles altos se observó cómo el anticiclón de verano se movió a lo largo de la costa sur de Estados Unidos desde el 30 de junio (Fig. 3.21a). El 2 de julio, el anticiclón de verano se situó sobre el estado de Texas, propiciando la divergencia en altura. La presencia de este patrón en niveles altos sirvió como mecanismo de disparo para desarrollar convección profunda en los estados del noreste de México. Después de cruzar el extremo sur del estado de Nuevo León, Alex se convirtió en depresión tropical, disipándose por completo sobre el altiplano mexicano en las primeras horas del 2 de julio. El anticiclón de verano continuó dominando los flujos de viento en niveles altos sobre la región por un par de días más, mientras se desplazaba hacia el oeste.



## Capítulo 4

# Comportamiento del viento local en los ciclones tropicales como sistemas dinámicos

Los sistemas dinámicos son conceptos matemáticos que describen el comportamiento de fenómenos naturales a través de un conjunto de ecuaciones diferenciales. Un sistema dinámico está formado por un conjunto de elementos que interactúan entre sí, donde la evolución de sus estados está determinada por funciones que dependen del tiempo  $t$ , tal que  $t \in \mathcal{T}$ .

Si  $\mathcal{T}$  es un intervalo contenido en el conjunto de números reales, el sistema dinámico se clasifica como continuo; por otro lado, si  $\mathcal{T}$  es un subconjunto de los números enteros, entonces el sistema dinámico se clasifica como discreto (Hirsch y Smale 1974).

El conjunto de estados presentes en el sistema, evoluciona a un conjunto de estados futuros, ésto define al sistema como dinámico y establece que el comportamiento depende de una razón de cambio de estados en un intervalo temporal, es decir, se rige por ecuaciones diferenciales en el caso continuo, y por ecuaciones iterativas en el caso discreto.

En la actualidad, se entiende de mejor manera la teoría de los sistemas dinámicos (Constantin et al. 1989; Perko 1996; Temam 1997), ya que éstos proveen una vía muy eficaz de abordar sistemas no lineales de ecuaciones gobernadas por fenómenos geofísicos. Su importancia radica en la información que aportan sobre los puntos singulares en el fenómeno de estudio. Una aplicación de esta teoría se da en el estudio del campo de viento.

### 4.1. Propiedades cinemáticas del campo de viento

Aplicando el teorema de Taylor, el campo de viento local se puede expresar en términos de la vorticidad, divergencia, deformación por estiramiento y deformación cortante:

$$\dot{\mathbf{x}} = \begin{pmatrix} u(x) \\ v(y) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} u(x_0, y_0) \\ v(x_0, y_0) \end{pmatrix} + \frac{1}{2} \begin{pmatrix} \delta & 0 \\ 0 & \delta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x - x_0 \\ y - y_0 \end{pmatrix} + \frac{1}{2} \begin{pmatrix} 0 & -\zeta \\ \zeta & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x - x_0 \\ y - y_0 \end{pmatrix} +$$

$$\frac{1}{2} \begin{pmatrix} T & 0 \\ 0 & -T \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x - x_0 \\ y - y_0 \end{pmatrix} + \frac{1}{2} \begin{pmatrix} 0 & H \\ H & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x - x_0 \\ y - y_0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} u(x_0, y_0) \\ v(x_0, y_0) \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} \frac{\delta+T}{2} & \frac{H-\zeta}{2} \\ \frac{H+\zeta}{2} & \frac{\delta-T}{2} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x - x_0 \\ y - y_0 \end{pmatrix} \quad (4.1)$$

Donde  $\delta = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 2b$  es la divergencia horizontal,  $\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} = 2c$  es la componente vertical de la vorticidad,  $H = \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} = 2a' = F'$  es la deformación cortante y  $T = \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} = 2a = F$  la deformación por estiramiento. Si se toma  $x_0 = y_0 = 0$  el **sistema dinámico** queda definido como:

$$\dot{\mathbf{x}} = \begin{pmatrix} \frac{\delta+T}{2} & \frac{H-\zeta}{2} \\ \frac{H+\zeta}{2} & \frac{\delta-T}{2} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} a & b \\ c & d \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} = \mathbf{A}\mathbf{x} \quad (4.2)$$

Donde  $a, b, c, d$  son constantes que dependen de  $\delta, H, \zeta$  y  $T$ .

Se propone la solución  $\mathbf{x}(t) = \mathbf{c} \exp(\lambda t)$ , con  $\mathbf{c}$  y  $\lambda$  constantes. Entonces  $\lambda \mathbf{c} \exp(\lambda t) = \mathbf{A}\mathbf{c} \exp(\lambda t)$ . Al final se obtiene  $|\mathbf{A} - \lambda I| \mathbf{c} = \mathbf{0}$ .

$$A - \lambda I = \begin{pmatrix} a - \lambda & b \\ c & d - \lambda \end{pmatrix} \quad (4.3)$$

El polinomio característico es:  $P(\lambda) = \det(A - \lambda I) = \lambda^2 - (a + d)\lambda + (ad - bc) = \lambda^2 - Tr A \lambda + det A = 0$ . Los eigenvalores se obtienen de las siguientes ecuaciones:

$$\lambda_1 = \frac{Tr A + \sqrt{\Delta}}{2} \quad \lambda_2 = \frac{Tr A - \sqrt{\Delta}}{2} \quad (4.4)$$

donde  $\Delta = (Tr A)^2 - 4det A$ , es el discriminante. Los eigenvalores serán reales si  $\Delta \geq 0$ , y los eigenvalores tiene parte real negativa cuando  $Tr A < 0$ .

Los eigenvalores de  $\mathbf{A}$  son de la forma  $\lambda_1 = R_1 + I_1 i$  y  $\lambda_2 = R_2 + I_2 i$ .

Considerando los valores de  $R_1, R_2, I_1$  y  $I_2$  se pueden obtener diferentes configuraciones en el campo de viento. El punto de equilibrio  $x_0 = y_0 = 0$  se clasifica como:

- **Nodo atractor:**  $R_1, R_2 < 0$ , y  $I_1 = I_2 = 0$ . Es donde las líneas de corriente de todas las direcciones convergen, por ejemplo en un centro de baja presión.
- **Nodo repelente:**  $R_1, R_2 > 0$ , y  $I_1 = I_2 = 0$ . Es donde las líneas de corriente de todas las direcciones divergen, por ejemplo en un centro de alta presión.
- **Centro ciclónico puro:**  $R_1 = R_2 = 0$ ,  $I_1 > 0$ ,  $I_2 < 0$ . Es un punto singular alrededor del cual las líneas de corriente giran contrarias a las manecillas del reloj y forman curvas cerradas, por ejemplo en celdas de baja presión en el Hemisferio Norte y de alta presión en el Hemisferio Sur.
- **Centro anticiclónico puro:**  $R_1 = R_2 = 0$ ,  $I_1 < 0$ ,  $I_2 > 0$ . Es un punto singular alrededor del cual las líneas de corriente giran en el sentido de las manecillas del reloj y forman curvas cerradas, por ejemplo en celdas de alta presión en el Hemisferio Norte y de baja presión en el Hemisferio Sur.

- **Foco atractor ciclónico (ciclón):**  $R_1 = R_2 < 0$ , y  $I_1 = -I_2$ ,  $I_1 > 0$ ,  $I_2 < 0$ . Es una combinación de un nodo atractor y un centro ciclónico puro, generan un punto espiral.
- **Foco repelente anticiclónico (anticiclón):**  $R_1 = R_2 > 0$ , y  $I_1 = -I_2$ ,  $I_1 > 0$ ,  $I_2 < 0$ . Es una combinación de un nodo repelente y un centro anticiclónico puro.
- **Punto silla:** Ocurre si  $\lambda_+ > 0$  y  $\lambda_- < 0$ ,  $Tr > 0$  ó  $Tr < 0$ ,  $det < 0$  y  $\Delta > 0$ , la perturbación puede aumentar o decrecer, el estado estacionario es inestable y se puede generar por la deformación por estiramiento o por la deformación cortante.

Con estas configuraciones, se pueden tener varios casos:

**Caso 1.** Una traslación pura:

$$\dot{\mathbf{x}} = \begin{pmatrix} \frac{\partial x}{\partial t} \\ \frac{\partial y}{\partial t} \end{pmatrix} = \mathbf{u}_0 = \begin{pmatrix} u_0 \\ v_0 \end{pmatrix} \quad (4.5)$$

Entonces las ecuaciones de las líneas de corriente son  $\frac{dy}{dx} = \frac{v}{u} = \frac{v_0}{u_0} = cte$ , y la familia de líneas de corriente son rectas paralelas.

**Caso 2.** Una divergencia:

$$\dot{\mathbf{x}} = \begin{pmatrix} \frac{\partial x}{\partial t} \\ \frac{\partial y}{\partial t} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{\delta}{2} & 0 \\ 0 & \frac{\delta}{2} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} \quad (4.6)$$

La ecuación de líneas de corriente es  $\frac{dy}{dx} = \frac{v}{u} = -\frac{x}{y}$ , y la familia de líneas de corriente es  $x^2 + y^2 = c^2$ .

**Caso 3.** Una rotación pura:

$$\dot{\mathbf{x}} = \begin{pmatrix} \frac{\partial x}{\partial t} \\ \frac{\partial y}{\partial t} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & \frac{\zeta}{2} \\ -\frac{\zeta}{2} & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} \quad (4.7)$$

La ecuación de líneas de corriente es  $\frac{dy}{dx} = \frac{v}{u} = \frac{y}{x}$ , y la familia de líneas de corriente es  $x^2 - y^2 = c^2$ .

**Caso 4.** Una deformación por estiramiento:

$$\dot{\mathbf{x}} = \begin{pmatrix} \frac{\partial x}{\partial t} \\ \frac{\partial y}{\partial t} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{T}{2} & 0 \\ 0 & -\frac{T}{2} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} \quad (4.8)$$

La ecuación de líneas de corriente es  $\frac{dy}{dx} = \frac{v}{u} = -\frac{y}{x}$ , y la familia de líneas de corriente es  $xy = cte$ .

**Caso 5.** Una deformación cortante:

$$\dot{\mathbf{x}} = \begin{pmatrix} \frac{\partial x}{\partial t} \\ \frac{\partial y}{\partial t} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & \frac{H}{2} \\ \frac{H}{2} & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} \quad (4.9)$$

Los eigenvalores son  $\lambda_1 = 1$  y  $\lambda_2 = -1$ . Entonces, la ecuación de líneas de corriente es  $\frac{dy}{dx} = \frac{v}{u} = -\frac{y}{x}$ , y la familia de líneas de corriente es  $x^2 - y^2 = \pm c^2$ .

**Caso 6.** Para el caso en que se tengan zonas de convergencia o divergencia, y además campos de vorticidad, el sistema lineal autónomo sería:

$$\dot{\mathbf{x}} = \begin{pmatrix} \frac{\partial x}{\partial t} \\ \frac{\partial y}{\partial t} \end{pmatrix} = \mathbf{A}\mathbf{x} = \begin{pmatrix} \frac{\delta}{2} & -\frac{\zeta}{2} \\ \frac{\zeta}{2} & \frac{\delta}{2} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \frac{\delta}{2}x - \frac{\zeta}{2}y \\ \frac{\zeta}{2}x + \frac{\delta}{2}y \end{pmatrix} \quad (4.10)$$

La solución general según Hirsch y Smale (1974) es:

$$\begin{pmatrix} x(t) \\ y(t) \end{pmatrix} = \exp\left(\frac{\delta}{2}t\right) \begin{pmatrix} x_0 \cos\left(\frac{\zeta}{2}t\right) - y_0 \sin\left(\frac{\zeta}{2}t\right) \\ x_0 \sin\left(\frac{\zeta}{2}t\right) + y_0 \cos\left(\frac{\zeta}{2}t\right) \end{pmatrix} \quad (4.11)$$

Si existen campos de convergencia  $\delta < 0$  y circulación ciclónica  $\zeta > 0$ , entonces la configuración del flujo es espiral ciclónico convergente. Con circulación anticiclónica  $\zeta < 0$ , entonces se obtienen espirales anticiclónicas convergentes al origen.

Por otra parte, cuando un ciclón tropical se esté moviendo sobre un flujo zonal se tiene convergencia  $\delta < 0$ , campos de vorticidad ciclónica  $\zeta > 0$  y una traslación en la dirección zonal:

$$\dot{\mathbf{x}} = \begin{pmatrix} \frac{\partial x}{\partial t} \\ \frac{\partial y}{\partial t} \end{pmatrix} = \mathbf{A}\mathbf{x} + \mathbf{u}_b = \begin{pmatrix} \frac{\delta}{2} & -\frac{\zeta}{2} \\ \frac{\zeta}{2} & \frac{\delta}{2} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} + \mathbf{u}_b = \begin{pmatrix} \frac{\delta}{2}x - \frac{\zeta}{2}y \\ \frac{\zeta}{2}x + \frac{\delta}{2}y \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} u_b \\ 0 \end{pmatrix} \quad (4.12)$$

Donde  $u_b$  es una constante. Entonces la ecuación de las líneas de corriente es:

$$\frac{dy}{dx} = \frac{v}{u + u_b} = \frac{\left(\frac{\zeta}{2}x + \frac{\delta}{2}y\right)}{\left(\frac{\delta}{2}x - \frac{\zeta}{2}y\right) + u_b} \quad (4.13)$$

Para un caso más general, se incluye un término de forzamiento dependiente del tiempo y se toma como un problema de valores iniciales:

$$\dot{\mathbf{x}} = \mathbf{A}\mathbf{x} + \mathbf{g}(t) = \begin{pmatrix} \frac{\delta+T}{2} & \frac{H-\zeta}{2} \\ \frac{H+\zeta}{2} & \frac{\delta-T}{2} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} u_b \\ v_b \end{pmatrix}, \quad \mathbf{x}(t_0) = \mathbf{x}_0 \quad (4.14)$$

Para encontrar la solución del sistema (4.14), primero se encuentra una matriz fundamental  $M(t)$  que es solución del sistema homogéneo  $x'(t) = \mathbf{A}x(t)$ ; en otras palabras,  $M(t)$  satisface  $M'(t) = \mathbf{A}M(t)$ ; tal que cada columna de  $M(t)$  es solución del sistema homogéneo  $x'(t) = \mathbf{A}x(t)$ .

Se encuentran los eigenvalores  $(\lambda_1, \lambda_2)$  y eigenvectores  $(\mathbf{v}_1, \mathbf{v}_2)$  de  $\mathbf{A}$ . Donde:

$$\mathbf{v}_1 = \begin{pmatrix} a_1 \\ a_2 \end{pmatrix} \quad \mathbf{v}_2 = \begin{pmatrix} b_1 \\ b_2 \end{pmatrix} \quad (4.15)$$

$\mathbf{v}_1$  es un eigenvector asociado con el eigenvalor  $\lambda_1$  y  $\mathbf{v}_2$  es un eigenvector asociado con el eigenvalor  $\lambda_2$ . Entonces:

$$M(t) = [\exp(\lambda_1 t \mathbf{v}_1) \quad \exp(\lambda_2 t \mathbf{v}_2)] \quad (4.16)$$

$M(t)$  es una matriz invertible para cada  $t$ ; eso quiere decir que las 2 columnas de  $M(t)$  son linealmente

independientes. Entonces la solución del problema de valores iniciales está dado como:

$$\mathbf{x}(t) = M(t)M(t_0)^{-1}\mathbf{x}_0 + \int_{t_0}^t M(t)M(s)^{-1}\mathbf{g}(s)ds \quad (4.17)$$

#### 4.1.1. Propiedades cinemáticas del campo de viento no lineal

Sea un sistema no lineal:

$$\dot{\mathbf{x}} = \begin{pmatrix} \frac{\delta+T}{2} & \frac{H-\zeta}{2} \\ \frac{H+\zeta}{2} & \frac{\delta-T}{2} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x_1 \\ x_2 \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} F_1(x_1, x_2) \\ F_2(x_1, x_2) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} a & b \\ c & d \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x_1 \\ x_2 \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} F_1(x_1, x_2) \\ F_2(x_1, x_2) \end{pmatrix} = \mathbf{A}\mathbf{x} + \mathbf{F}(\mathbf{x}) \quad (4.18)$$

Donde  $F_1(x_1, x_2)$  y  $F_2(x_1, x_2)$  son no lineales. Transformando a las eigencoordenadas  $\mathbf{y}$ , y definiendo  $\mathbf{x} = \mathbf{T}\mathbf{y}$ , donde  $\mathbf{T}$  es una matriz que tiene en sus columnas a los eigenvectores de  $\mathbf{A}$ , se obtiene:

$$\frac{d\mathbf{y}}{dt} = \mathbf{T}^{-1}\mathbf{A}\mathbf{T}\mathbf{y} + \mathbf{T}^{-1}\mathbf{F}(\mathbf{T}\mathbf{y}) = \mathbf{D}\mathbf{y} + \mathbf{G}(\mathbf{y}) \quad (4.19)$$

Donde  $\mathbf{D}$  es una matriz diagonal con los valores propios, y  $\mathbf{G} = \mathbf{T}^{-1}\mathbf{F}$  es estrictamente no lineal en  $\mathbf{y}$ .

La expresión para el campo de viento local no lineal, a partir del teorema de Taylor es:

$$\begin{aligned} \dot{\mathbf{x}} = \begin{pmatrix} u(x) \\ v(y) \end{pmatrix} &= \begin{pmatrix} u(x_0, y_0) \\ v(x_0, y_0) \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} \frac{\delta+T}{2} & \frac{H-\zeta}{2} \\ \frac{H+\zeta}{2} & \frac{\delta-T}{2} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x - x_0 \\ y - y_0 \end{pmatrix} + \frac{1}{2} \begin{pmatrix} \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} |_0 & \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} |_0 \\ \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} |_0 & \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} |_0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} (x - x_0)^2 \\ (y - y_0)^2 \end{pmatrix} + \\ &\frac{1}{2} \begin{pmatrix} \frac{\partial^2 u}{\partial x \partial y} |_0 & 0 \\ 0 & \frac{\partial^2 v}{\partial x \partial y} |_0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} (x - x_0)(y - y_0) \\ (x - x_0)(y - y_0) \end{pmatrix} \end{aligned} \quad (4.20)$$

De la cual se puede expresar en términos de la vorticidad, divergencia, deformación por estiramiento y deformación cortante:

$$\begin{aligned} \dot{\mathbf{x}} = \begin{pmatrix} u(x) \\ v(y) \end{pmatrix} &= \begin{pmatrix} u(x_0, y_0) \\ v(x_0, y_0) \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} \frac{\delta+T}{2} & \frac{H-\zeta}{2} \\ \frac{H+\zeta}{2} & \frac{\delta-T}{2} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x - x_0 \\ y - y_0 \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} \frac{\partial}{\partial x} \frac{\delta+T}{2} & \frac{\partial}{\partial y} \frac{H-\zeta}{2} \\ \frac{\partial}{\partial x} \frac{H+\zeta}{2} & \frac{\partial}{\partial y} \frac{\delta-T}{2} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} (x - x_0)^2 \\ (y - y_0)^2 \end{pmatrix} + \\ &\begin{pmatrix} \frac{\partial}{\partial y} \frac{\delta+T}{2} & 0 \\ 0 & \frac{\partial}{\partial x} \frac{\delta-T}{2} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} (x - x_0)(y - y_0) \\ (x - x_0)(y - y_0) \end{pmatrix} \end{aligned} \quad (4.21)$$

Donde  $\delta$ ,  $H$ ,  $\zeta$  y  $T$  están definidas de la misma manera que en la Ec. (4.1).

## 4.2. Ejemplos de sistemas dinámicos obtenidos a partir de observaciones

A partir de los campos de divergencia, vorticidad, deformación cortante y deformación por estiramiento, obtenidos a partir de los datos de reanálisis de las componentes  $u$  y  $v$  del viento usando la diferenciación numérica,

fue posible obtener los valores promedio para los diferentes campos en la vecindad del anticiclón de verano de Norteamérica y en las zonas de deformación que se generan en las zonas tropicales debido a la interacción de vórtices, y de esta manera observar el comportamiento del sistema dinámico. Se debe recordar que estos resultados solamente tienen validez local.

#### 4.2.1. Sistema dinámico para el anticiclón inducido por el huracán Mitch (1998)

Se obtuvo la configuración del sistema dinámico a partir de los valores de divergencia  $\delta$  y vorticidad  $\zeta$  en la vecindad del anticiclón inducido por el ciclón tropical Mitch en la capa promedio de 200-300 hPa. Para obtenerlo, se observó el caso del día 28 de octubre de 1998 a las 12Z, cuando el anticiclón inducido en altura por el ciclón tropical Mitch se localizó al noreste de Honduras.

A partir de las gráficas de divergencia, vorticidad, deformación cortante y por estiramiento, se calcularon los valores promedio de  $\delta = 1.32 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  y  $\zeta = -9.32 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ , los cuales fueron obtenidos tomando distintos puntos alrededor del anticiclón.

El campo de viento divergente queda expresado de la siguiente manera:

$$\dot{\delta} = \begin{pmatrix} \frac{\partial x}{\partial t} \\ \frac{\partial y}{\partial t} \end{pmatrix} = \frac{1}{2} \begin{pmatrix} 1.32 \times 10^{-5} & 0 \\ 0 & 1.32 \times 10^{-5} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} \quad (4.22)$$

Y el campo de viento rotacional se puede expresar numéricamente así:

$$\dot{\zeta} = \begin{pmatrix} \frac{\partial x}{\partial t} \\ \frac{\partial y}{\partial t} \end{pmatrix} = \frac{1}{2} \begin{pmatrix} 0 & -9.32 \times 10^{-6} \\ 9.32 \times 10^{-6} & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} \quad (4.23)$$

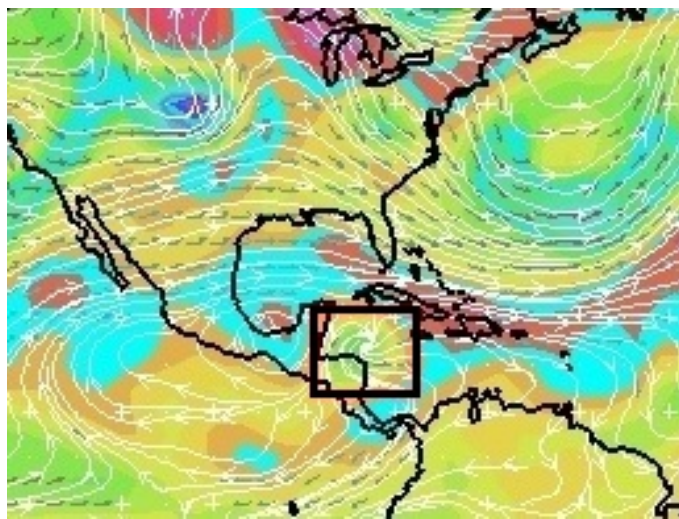


Figura 4.1: Campos de vorticidad y líneas de corriente para el 28 de octubre de 1998 a las 12Z. Se remarca el sitio donde se encontraba el anticiclón inducido por el ciclón tropical Mitch.

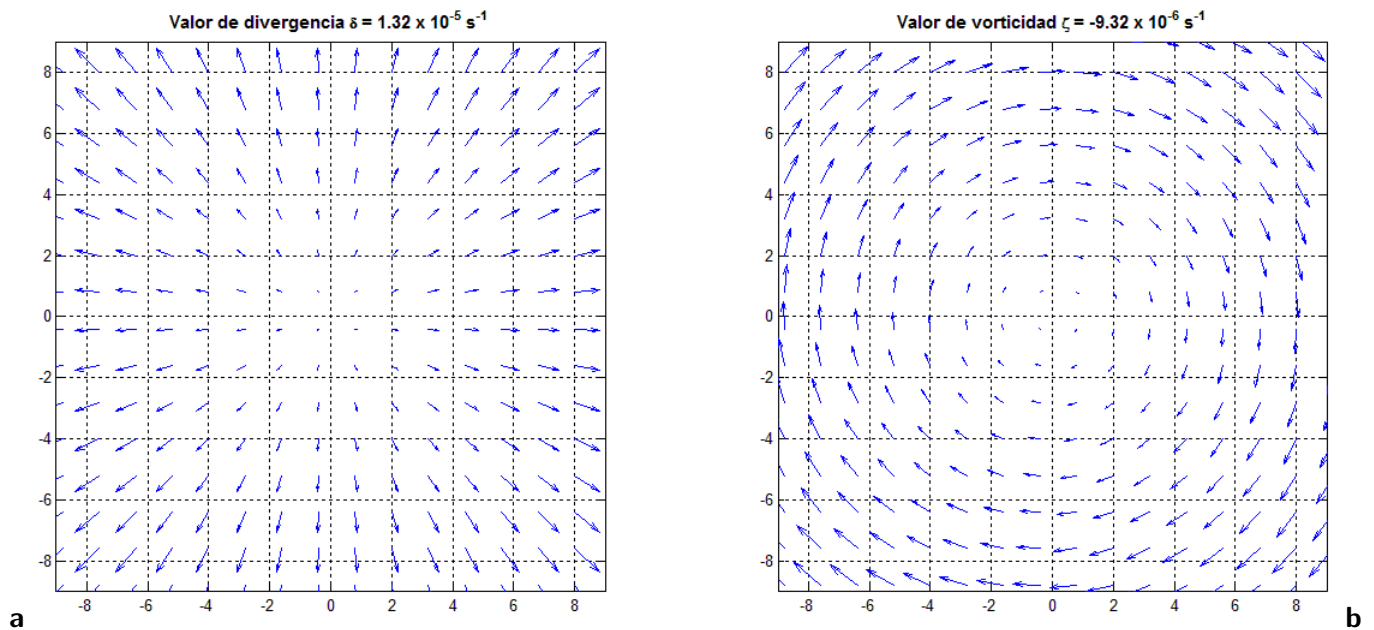


Figura 4.2: Campos de viento a) divergente y b) rotacional, obtenidos a partir de valores observados en el anticiclón inducido en altura por el huracán Mitch.

Los campos de viento con deformación cortante  $H$  y por estiramiento  $T$  se derivaron a partir de los valores numéricos en la vecindad del punto silla que se observó el 29 de octubre de 1998 a las 18Z entre Cuba y la Península de Yucatán.

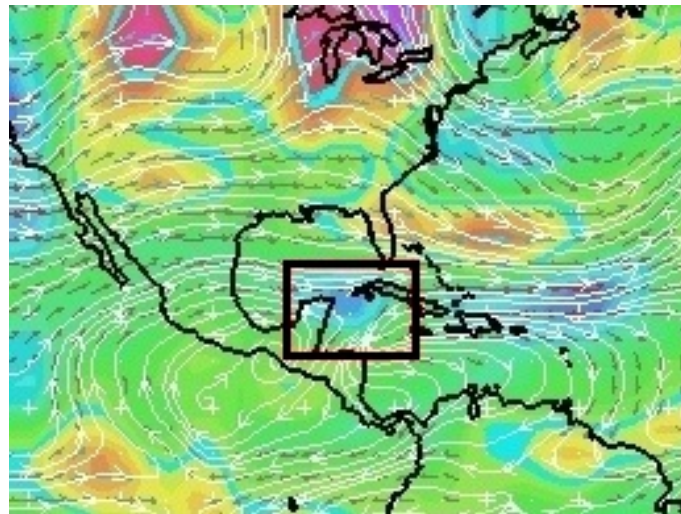


Figura 4.3: Campo de deformación cortante y líneas de corriente para el 29 de octubre de 1998 a las 12Z. Se remarca el sitio donde se encontraba el punto silla que se utilizó para obtener los parámetros.

Los valores promedio fueron  $H = -1.52 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  y  $T = 8.43 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ . El campo de viento con deformación cortante se puede expresar así:

$$\dot{\mathbf{H}} = \begin{pmatrix} \frac{\partial x}{\partial t} \\ \frac{\partial y}{\partial t} \end{pmatrix} = \frac{1}{2} \begin{pmatrix} 0 & -1.52 \times 10^{-5} \\ -1.52 \times 10^{-5} & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} \quad (4.24)$$

Mientras que el campo de viento con deformación por estiramiento se expresa de la siguiente forma:

$$\dot{\mathbf{T}} = \begin{pmatrix} \frac{\partial x}{\partial t} \\ \frac{\partial y}{\partial t} \end{pmatrix} = \frac{1}{2} \begin{pmatrix} 8.43 \times 10^{-5} & 0 \\ 0 & -8.43 \times 10^{-5} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} \quad (4.25)$$

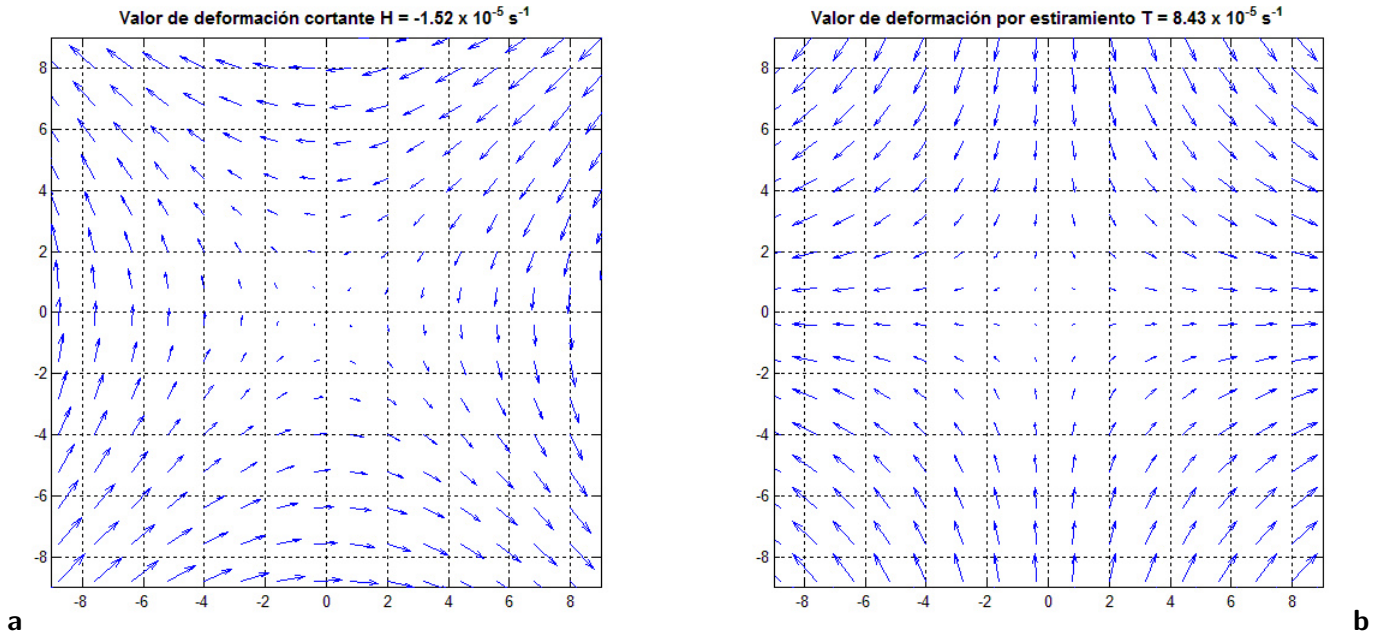


Figura 4.4: Campos de viento con a) deformación cortante y b) por estiramiento, obtenidos a partir de valores de observaciones alrededor del punto silla generado por la interacción de dos vórtices en la troposfera alta.

#### 4.2.2. Sistema dinámico para el vórtice ciclónico de Roxanne (1995)

El sistema dinámico se obtuvo a partir de los valores de divergencia  $\delta$  y vorticidad  $\zeta$  en la vecindad del vórtice ciclónico del huracán Roxanne en la capa promedio de 500-700 hPa. Para obtenerlos, se observó el caso del día 11 de octubre de 1995 a las 12Z, cuando el ciclón se localizó sobre la Península de Yucatán.

Utilizando el mismo procedimiento que en la subsección anterior, se obtuvieron los valores promedio de divergencia y vorticidad:  $\delta = -2.44 \times 10^{-6} s^{-1}$  y  $\zeta = 6.38 \times 10^{-6} s^{-1}$ . El campo de viento divergente queda expresado de la siguiente manera:

$$\dot{\delta} = \begin{pmatrix} \frac{\partial x}{\partial t} \\ \frac{\partial y}{\partial t} \end{pmatrix} = \frac{1}{2} \begin{pmatrix} -2.44 \times 10^{-6} & 0 \\ 0 & -2.44 \times 10^{-6} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} \quad (4.26)$$

El campo de viento rotacional se puede expresar numéricamente así:

$$\dot{\zeta} = \begin{pmatrix} \frac{\partial x}{\partial t} \\ \frac{\partial y}{\partial t} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & 6.38 \times 10^{-6} \\ -6.38 \times 10^{-6} & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} \quad (4.27)$$



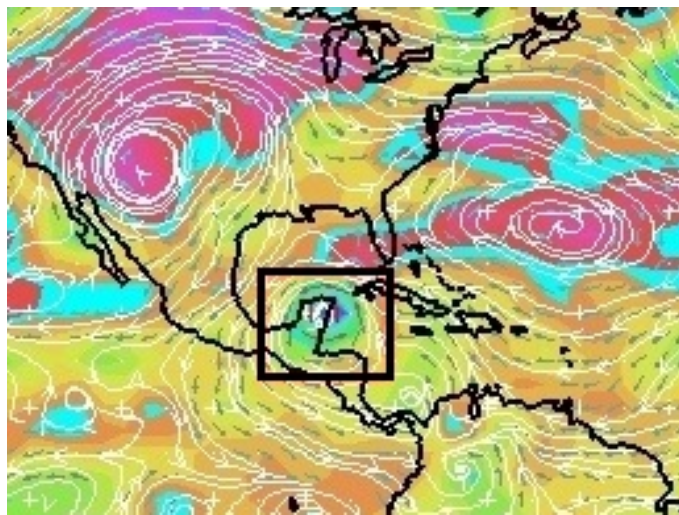


Figura 4.5: Campo de vorticidad y líneas de corriente para el 11 de octubre de 1995 a las 12Z. Se remarca el sitio donde se encontraba el ciclón tropical Roxanne.

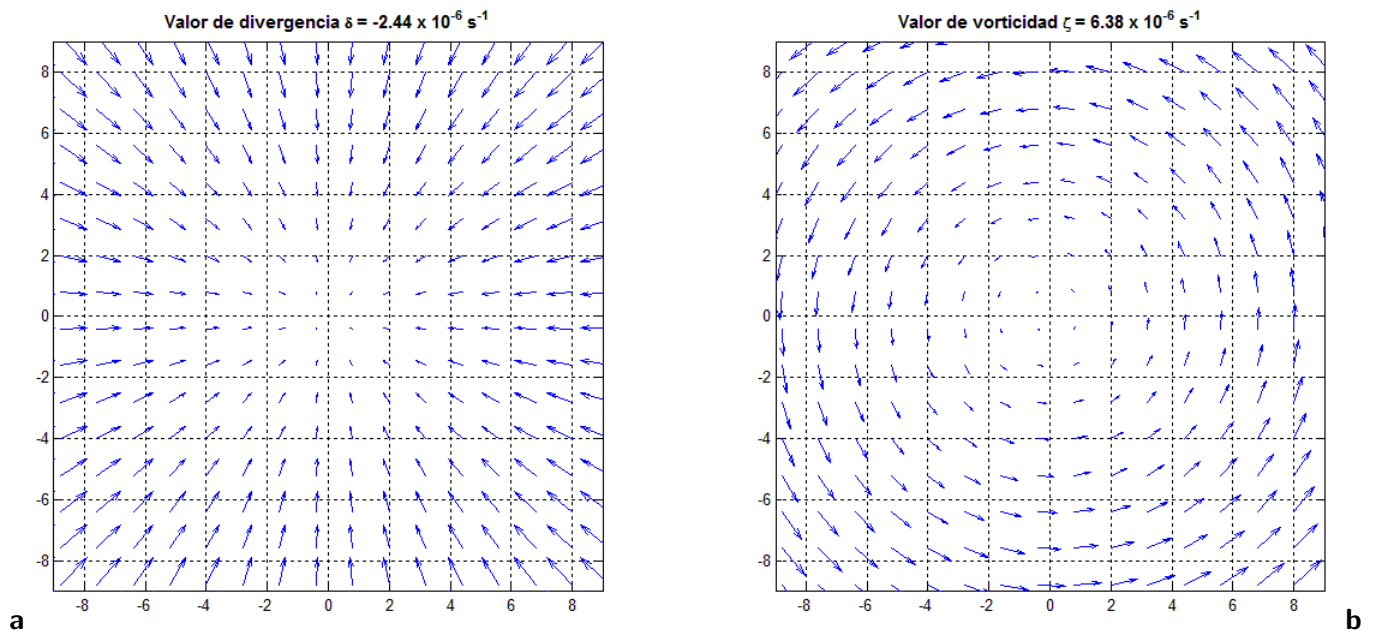


Figura 4.6: Campos de viento a) divergente y b) rotacional, obtenidos a partir de observaciones de la circulación ciclónica producida por el huracán Roxanne.

Los campos de viento con deformación cortante  $H$  y por estiramiento  $T$  se derivaron a partir de los valores numéricos en la vecindad del punto silla que se observó el 14 de octubre de 1995 a las 06Z, sobre el Golfo de México, al sur de la frontera entre Texas y Louisiana.

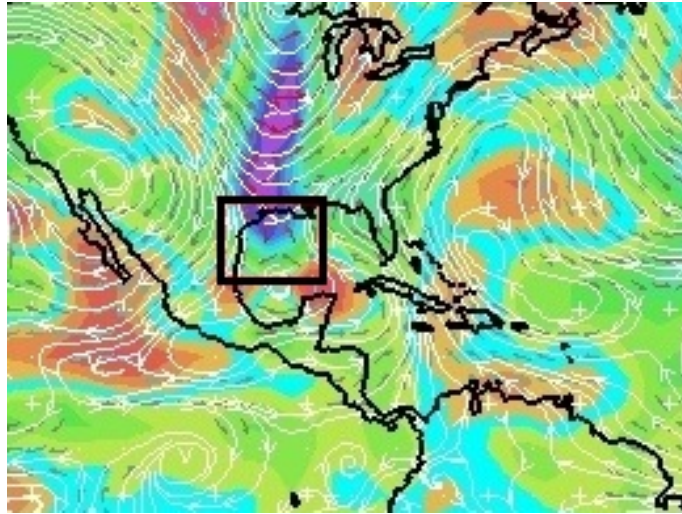


Figura 4.7: Campo de deformación cortante y líneas de corriente para el 14 de octubre de 1995 a las 06Z. Se remarca el sitio donde se encontraba el punto silla que se utilizó para obtener los parámetros.

Los valores promedio fueron  $H = 1.07 \times 10^{-5} s^{-1}$  y  $T = 2.28 \times 10^{-6} s^{-1}$ . El campo de viento con deformación cortante se puede expresar así:

$$\dot{\mathbf{H}} = \begin{pmatrix} \frac{\partial x}{\partial t} \\ \frac{\partial y}{\partial t} \end{pmatrix} = \frac{1}{2} \begin{pmatrix} 0 & 1.07 \times 10^{-5} \\ 1.07 \times 10^{-5} & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} \quad (4.28)$$

Mientras que el campo de viento con deformación por estiramiento se expresa de la siguiente forma:

$$\dot{\mathbf{T}} = \begin{pmatrix} \frac{\partial x}{\partial t} \\ \frac{\partial y}{\partial t} \end{pmatrix} = \frac{1}{2} \begin{pmatrix} 2.28 \times 10^{-6} & 0 \\ 0 & -2.28 \times 10^{-6} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} \quad (4.29)$$

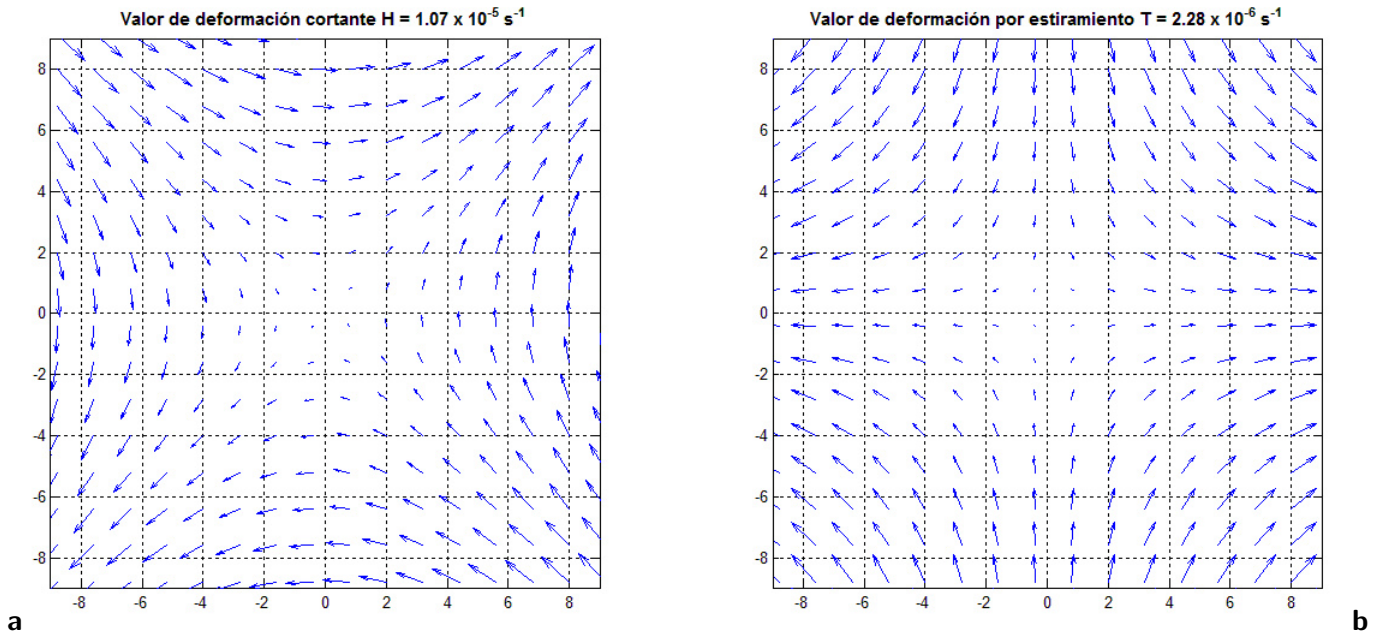


Figura 4.8: Campos de viento con a) deformación cortante y b) por estiramiento, obtenidos a partir de observaciones de la circulación ciclónica generada por el huracán Roxanne.

Al construir el sistema dinámico general para un vórtice (ver Ec. 4.10), es fácil comprobar que los valores de deformación cortante y por estiramiento son despreciables alrededor del centro, ya que allí predominan la divergencia y la vorticidad. Por lo tanto, estos últimos solo serán de utilidad cuando se observen puntos silla, que es donde se da la mayor deformación. Para los casos vistos anteriormente se puede definir un sistema dinámico a partir de los valores de divergencia y vorticidad de la siguiente manera:

$$\dot{\mathbf{x}} = \begin{pmatrix} \frac{\partial x}{\partial t} \\ \frac{\partial y}{\partial t} \end{pmatrix} = \mathbf{A}\mathbf{x} = \frac{1}{2} \begin{pmatrix} \delta & -\zeta \\ \zeta & \delta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} = \frac{1}{2} \begin{pmatrix} \delta x - \zeta y \\ \zeta x + \delta y \end{pmatrix} \quad (4.30)$$

Para el caso del anticiclón inducido en altura por el huracán Mitch, el sistema dinámico se define así:

$$\dot{\mathbf{x}}_{Mitch} = \begin{pmatrix} \frac{\partial x}{\partial t} \\ \frac{\partial y}{\partial t} \end{pmatrix} = \frac{1}{2} \begin{pmatrix} 1.32 \times 10^{-5} & 9.32 \times 10^{-6} \\ -9.32 \times 10^{-6} & 1.32 \times 10^{-5} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} \quad (4.31)$$

Y para el ciclón tropical Roxanne:

$$\dot{\mathbf{x}}_{Roxanne} = \begin{pmatrix} \frac{\partial x}{\partial t} \\ \frac{\partial y}{\partial t} \end{pmatrix} = \frac{1}{2} \begin{pmatrix} -2.44 \times 10^{-6} & -6.38 \times 10^{-6} \\ 6.38 \times 10^{-6} & -2.44 \times 10^{-6} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} \quad (4.32)$$

Gráficamente, estos sistemas dinámicos se pueden observar en la Figura 4.9:

Para cada caso, se pueden encontrar los eigenvalores que nos darán una idea de cómo es el sistema dinámico. Para ello, es necesario resolver la ecuación característica de cada matriz  $\mathbf{A}$ . Por ejemplo, para el caso del

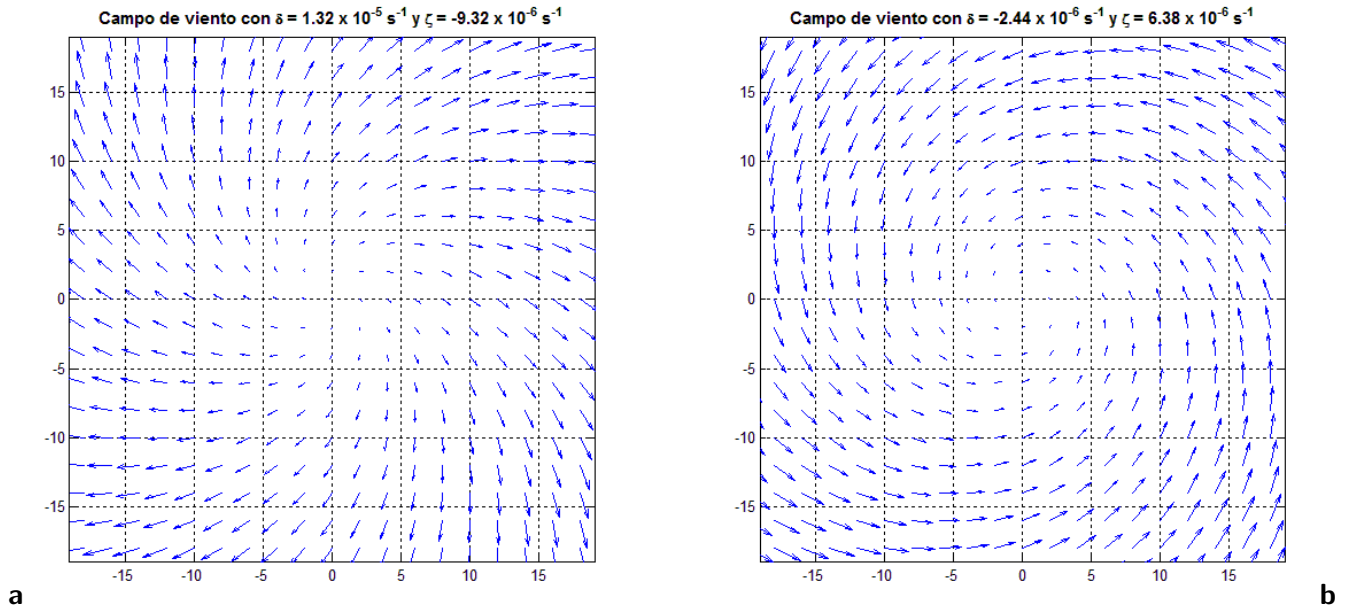


Figura 4.9: Sistemas dinámicos para a) el anticiclón inducido por el ciclón tropical Mitch y b) la circulación ciclónica del huracán Roxanne.

anticiclón en altura inducido por el ciclón tropical Mitch se tiene la siguiente matriz:

$$\mathbf{A} = \frac{1}{2} \begin{pmatrix} 1.32 \times 10^{-5} & 9.32 \times 10^{-6} \\ -9.32 \times 10^{-6} & 1.32 \times 10^{-5} \end{pmatrix} \quad (4.33)$$

A partir de  $\mathbf{A}$  se obtiene el polinomio característico del sistema. Sustituyendo algebraicamente algunos términos se obtiene:

$$\mathbf{A} = \begin{pmatrix} a - \lambda & b \\ c & d - \lambda \end{pmatrix} \quad (4.34)$$

El polinomio característico es:  $P(\lambda) = \lambda^2 - Tr \mathbf{A} \lambda + det \mathbf{A} = 0$ . Los eigenvalores se determinan de:

$$\lambda_1 = \frac{Tr A + \sqrt{\Delta}}{2} \quad \lambda_2 = \frac{Tr A - \sqrt{\Delta}}{2} \quad (4.35)$$

Los valores numéricos obtenidos para el caso del anticiclón inducido en altura por el ciclón tropical Mitch son:  $det \mathbf{A} = 6.54 \times 10^{-11} \text{ s}^{-1}$ ,  $\Delta = -8.27 \times 10^{-11} \text{ s}^{-1}$  y  $Tr \mathbf{A} = 1.32 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ .

Por lo tanto, los eigenvalores del sistema dinámico son:

$$\lambda_1 = \frac{Tr A + \sqrt{\Delta}}{2} = 6.6 \times 10^{-6} + 4.67 \times 10^{-6} \mathbf{i}$$

$$\lambda_2 = \frac{Tr A - \sqrt{\Delta}}{2} = 6.6 \times 10^{-6} - 4.67 \times 10^{-6} \mathbf{i}$$

Identificando:  $R_1 = 6.6 \times 10^{-6}$ ,  $R_2 = 6.6 \times 10^{-6}$ ,  $I_1 = 4.67 \times 10^{-6}$  y  $I_2 = -4.67 \times 10^{-6}$ . Se observa que  $R_1$  y  $R_2 > 0$ ,  $I_1 = -I_2$ ,  $I_1 > 0$ ,  $I_2 < 0$ , entonces cumple las condiciones para clasificar al sistema dinámico como un foco repelente anticiclónico (anticiclón).

### 4.3. Sistemas dinámicos oscilatorios

Los sistemas de Lienard responden a la ecuación diferencial  $\ddot{x} + f(x)\dot{x} + g(x) = 0$ . La ecuación diferencial de Lienard se puede escribir como el sistema planar:

$$\dot{x} = x_2 - F(x_1) \tag{4.36}$$

$$\dot{y} = -g(x_1) \tag{4.37}$$

Lienard estableció en 1928 que, bajo ciertas condiciones, la ecuación diferencial de Lienard o el sistema planar sólo puede tener un único ciclo límite. Un **ciclo límite** se puede definir como una trayectoria cerrada aislada. Las trayectorias alrededor de centros no son ciclos límite, son trayectorias inherentemente no lineales.

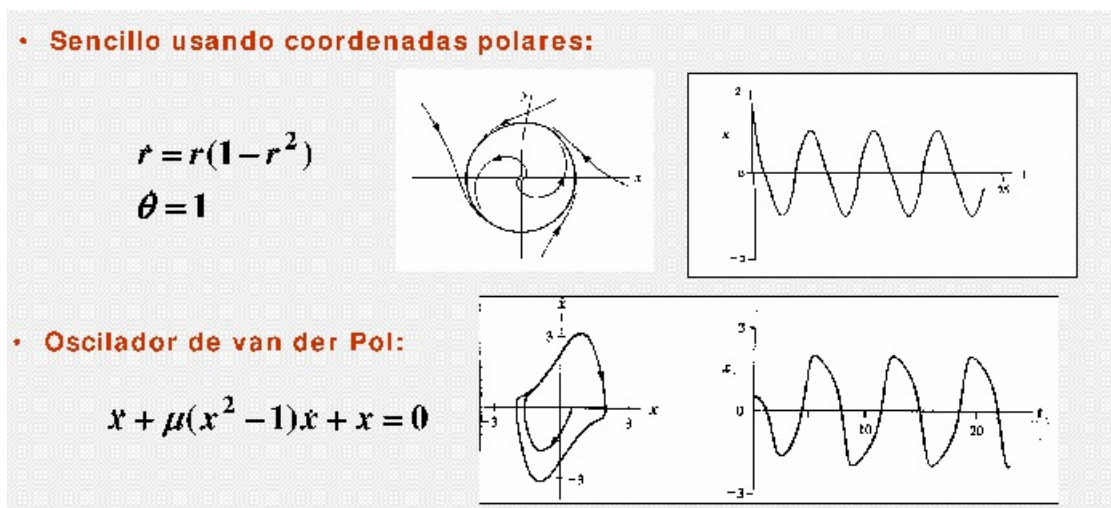


Figura 4.10: Diferentes ejemplos de ciclos límites para sistemas dinámicos distintos.

Se consideran los siguientes sistemas polinómicos diferenciales:

$$\dot{x} = P(x, y) \quad \dot{y} = Q(x, y) \tag{4.38}$$

Donde  $P(x, y)$  y  $Q(x, y)$  son polinomios coprimos reales. Si el máximo de grados de  $P$  y  $Q$  es  $m$ , entonces se dice que el sistema es de grado  $m$ . Los sistemas polinómicos diferenciales de grado 2 son llamados sistemas cuadráticos.

Se dice que  $(x_0, y_0) \in \mathbb{R}$  y es un punto singular de un sistema planar si satisface que  $P(x_0, y_0) = Q(x_0, y_0) = 0$ . Un ciclo límite del sistema planar es una solución real periódica aislada en el conjunto de todas las soluciones periódicas. Si el ciclo límite está contenido en el conjunto de una curva algebraica invariante entonces es llamado algebraico. Entonces se dice que el ciclo límite tiene  $n$  grados si está contenido en un conjunto de puntos de una curva algebraica irreducible de grado  $n$ .

Considerando un sistema polinómico cuadrático de dos dimensiones en su forma general:

$$\begin{aligned}\dot{x} &= \alpha_1 x + \beta_1 y + a_1 x^2 + b_1 xy + c_1 y^2 + d_1 \\ \dot{y} &= \alpha_2 x + \beta_2 y + a_2 x^2 + b_2 xy + c_2 y^2 + d_2\end{aligned}\quad (4.39)$$

Un ciclo límite para el sistema (4.39) es una integral de línea cerrada si todos sus puntos son regulares, y si algunas otras integrales de línea se acercan asintóticamente. En la naturaleza, se pueden encontrar ciclos límite, como por ejemplo en un ciclón tropical, donde el ojo sería un punto singular y la pared del ojo asemejaría al ciclo límite que se produce.

Físicamente uno de los sistemas dinámicos más comunes son los oscilantes. Un **oscilador** se puede definir como un sistema dinámico que produce un comportamiento periódico. La ecuación diferencial representativa es:

$$a(x)\frac{d^2x}{dt^2} + b(x)\frac{dx}{dt} + c(x)x = g(t)\quad (4.40)$$

La ecuación (4.40) es muy generalizada por lo que para un mejor análisis, se facilitará si se considera una ecuación lineal de segundo orden del tipo:

$$a\frac{d^2x}{dt^2} + b\frac{dx}{dt} + cx = g(t)\quad (4.41)$$

Con  $g(t) = 0$  y  $a = 1$  para simplificarla, se puede llegar a un sistema de ecuaciones del tipo  $\dot{\mathbf{x}} = \mathbf{Ax}$ . Introduciendo una segunda variable  $y$ , entonces se tiene:

$$\frac{dx}{dt} = y \quad \frac{dy}{dt} = -by - cx\quad (4.42)$$

Los osciladores se pueden clasificar a su vez en osciladores periódicos y no periódicos. Los osciladores no periódicos pueden provenir de osciladores lineales y también de osciladores no lineales como los que se rigen por un movimiento armónico o complejo el cual puede ser analizado como una serie de Fourier o como la superposición de osciladores armónicos simples.

Los sistemas oscilatorios **no lineales** se rigen por ecuaciones diferenciales no lineales, esto es, ecuaciones que no cumplen con la forma:

$$a_0(t)x^n + a_1(t)x^{(n-1)} + \dots + a_{n-1}(t)x' + a_n(t)x = f(t)\quad (4.43)$$

Tal que los eigenvalores son complejos. Los osciladores no lineales pueden representar comportamientos muy diferentes a los osciladores armónicos y que no existen físicamente pero también comportamientos que si lo estén como por ejemplo, los impulsos de un electrocardiograma. Específicamente no hay una forma canónica de representar a los osciladores no lineales, sin embargo una de las formas más comunes es:

$$\ddot{x} + g(x)\dot{x} + cx = 0\quad (4.44)$$

### 4.3.1. Ejemplo de sistemas oscilatorios: el péndulo doble

Consideremos dos péndulos de masas  $m$  colgados uno del otro por cuerdas de igual longitud  $l$ . Las posiciones de las masas, relativas a su posición de equilibrio, están dadas por ángulos pequeños:

$$x_1 = l \sin \theta_1 \approx l\theta_1, \quad y_1 = l(1 - \cos \theta_2) \approx 0$$

$$x_2 = l(\sin \theta_1 + \sin \theta_2) \approx l(\theta_1 + \theta_2), \quad y_2 = l(2 - \cos \theta_1 - \cos \theta_2) \approx 0$$

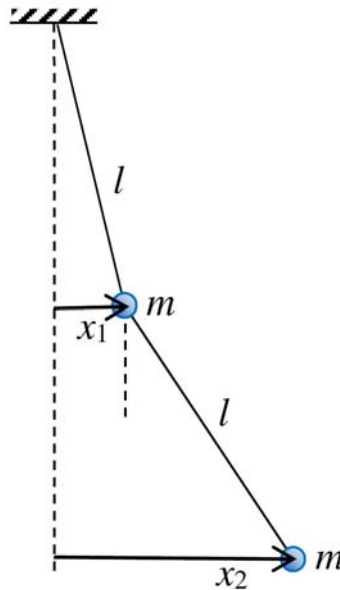


Figura 4.11: Sistema acoplado formado por un péndulo doble.

Los movimientos de las masas son puramente horizontales y de primer orden en los ángulos. Por lo tanto, solo se consideran fuerzas horizontales sobre las masas:

$$F_{1netx} = -T_1 \sin \theta_1 + T_2 \sin \theta_2 \approx -T_1 \theta_1 + T_2 \theta_2, \quad (4.45)$$

$$F_{2netx} = -T_2 \sin \theta_2 \approx -T_2 \theta_2 \quad (4.46)$$

Para ángulos pequeños, las tensiones son  $T_1 \approx 2mg$  and  $T_2 \approx mg$ . La segunda ley de Newton para cada masa se expresa:

$$m\ddot{x}_1 \approx ml\ddot{\theta}_1 \approx -mg(2\theta_1 - \theta_2) \quad (4.47)$$

$$m\ddot{x}_2 \approx ml(\ddot{\theta}_1 + \ddot{\theta}_2) \approx -mg\theta_2 \quad (4.48)$$

Las ecuaciones anteriores pueden acomodarse y encontrar las ecuaciones de movimiento para el sistema, un sistema diferencial de segundo orden acoplado:

$$\ddot{\theta}_1 = -\frac{g}{l}(2\theta_1 - \theta_2)$$

$$\ddot{\theta}_2 = 2\frac{g}{l}(\theta_1 - \theta_2).$$

Se puede llegar a un sistema de ecuaciones del tipo  $\dot{x} = Ax$ , introduciendo una segunda variable  $y_1$ , entonces se tiene que:

$$\dot{x}_1 = y_1 \tag{4.49}$$

$$\dot{y}_1 = -3\frac{g}{l}x_1 + \frac{g}{l}x_2 \tag{4.50}$$

Igualmente, para el otro oscilador se introduce una segunda variable  $y_2$ , entonces el sistema dinámico para el otro oscilador queda definido como:

$$\dot{x}_2 = y_2 \tag{4.51}$$

$$\dot{y}_2 = \frac{g}{l}x_1 - \frac{g}{l}x_2 \tag{4.52}$$

Donde se han usado la aproximaciones  $\sin \theta_1 \approx \tan \theta_1 = \frac{x_1}{l}$ ,  $\sin \theta_2 \approx \tan \theta_2 = \frac{(x_2-x_1)}{l}$ . Por lo tanto, el modelo de un sistema de osciladores acoplados es un sistema dinámico de la forma:

$$\dot{x} = F(x) + \epsilon G_1(y, x) \tag{4.53}$$

$$\dot{y} = F(y) + \epsilon G_2(x, y) \tag{4.54}$$

donde  $\epsilon$  es pequeño y se llama término de acoplamiento débil.

Si se considera al campo de viento local como un sistema dinámico y al anticiclón de verano y al ciclón tropical como dos osciladores acoplados, tal y como fue descrito anteriormente, es posible representar matemáticamente el flujo a través del ajuste de una superficie cuadrática a los datos observados de las componentes de viento, y reproducir el sistema asociado a esa interacción. Solamente se debe tener en cuenta que el modelo está diseñado para pequeñas oscilaciones alrededor de los puntos de equilibrio, y no es posible obtener conclusiones regionales.

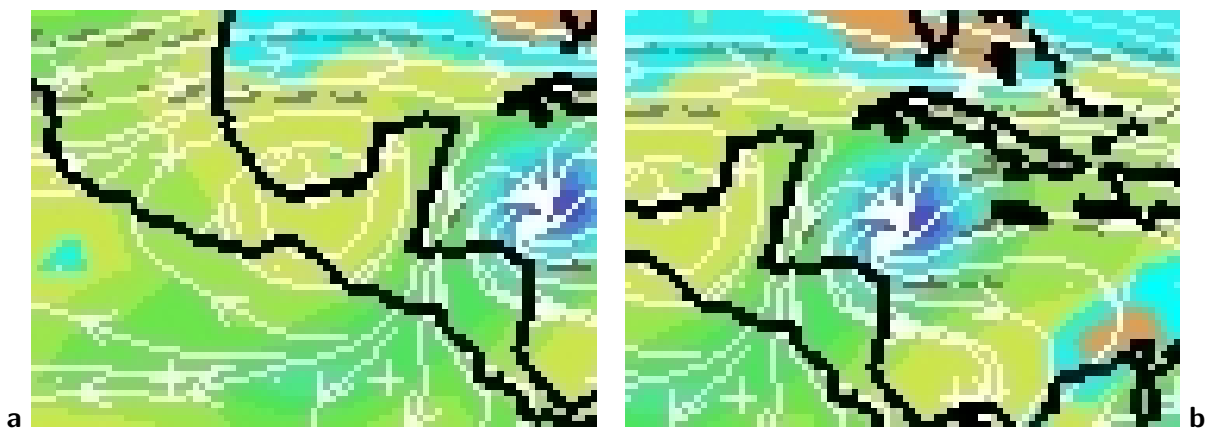


Figura 4.12: Configuración de a) el anticiclón de verano de Norteamérica y b) el anticiclón inducido por el huracán Mitch, para el 28 de octubre de 1998.



#### 4.4. Ajuste cuadrático de una superficie a los datos de viento observados

Dado un conjunto de variables  $\{(x_i, y_i, z_i)\}_{i=1}^m$  y asumiendo que todos los valores caen sobre un paraboloides:

$$z = f(x, y) = p_1x^2 + p_2xy + p_3y^2 + p_4x + p_5y + p_6 = \mathbf{P} \cdot \mathbf{Q}(x, y) \quad (4.55)$$

Donde  $\mathbf{P} = (p_1, p_2, p_3, p_4, p_5, p_6)$  y  $\mathbf{Q}(x, y) = (x^2, xy, y^2, x, y, 1)$ . Se selecciona  $\mathbf{P}$  tal que la suma de los cuadrados de los errores sea mínima, entonces:

$$E(\mathbf{P}) = \sum_{i=1}^m (\mathbf{P} \cdot \mathbf{Q} - z_i) \mathbf{Q}_i = 0 \quad (4.56)$$

Donde  $\mathbf{Q}_i = \mathbf{Q}(x_i, y_i)$ . El mínimo ocurre cuando el gradiente de  $E$  es igual al vector cero:

$$\nabla E = 2 \sum_{i=1}^m (\mathbf{P} \cdot \mathbf{Q} - z_i) \mathbf{Q}_i = 0 \quad (4.57)$$

Realizando un poco de álgebra, la ecuación anterior se convierte en un sistema de 6 ecuaciones con 6 incógnitas:

$$\left( \sum_{i=1}^m \mathbf{Q}_i \mathbf{Q}_i^T \right) \mathbf{P} = \sum_{i=1}^m z_i \mathbf{Q}_i \quad (4.58)$$

Se define la matriz simétrica de  $6 \times 6$   $A = \sum_{i=1}^m \mathbf{Q}_i \mathbf{Q}_i^T$  y el vector de  $6 \times 1$   $\mathbf{B} = \sum_{i=1}^m z_i \mathbf{Q}_i$ . En este caso  $\mathbf{P}$  sería la solución para el problema de ecuaciones lineal  $A\mathbf{P} = \mathbf{B}$ , cuyo sistema de ecuaciones se define así:

$$\begin{pmatrix} s(x^4) & s(x^3y) & s(x^2y^2) & s(x^3) & s(x^2y^2) & s(x^2) \\ s(x^3y) & s(x^2y^2) & s(xy^3) & s(x^2y) & s(xy^2) & s(xy) \\ s(x^2y^2) & s(xy^3) & s(y^4) & s(xy^2) & s(y^3) & s(y^2) \\ s(x^3) & s(x^2y) & s(xy^2) & s(x^2) & s(xy) & s(x) \\ s(x^2y) & s(xy^2) & s(y^3) & s(xy) & s(y^2) & s(y) \\ s(x^2) & s(xy) & s(y^2) & s(x) & s(y) & s(1) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} p_1 \\ p_2 \\ p_3 \\ p_4 \\ p_5 \\ p_6 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} s(zx^2) \\ s(zxy) \\ s(zy^2) \\ s(zx) \\ s(zy) \\ s(z) \end{pmatrix}$$

Los coeficientes de  $A$  y  $\mathbf{B}$  indican las sumas sobre el producto de las variables apropiadas. Por ejemplo,  $s(x^2y) = \sum_{i=1}^m x_i^2 y_i$ .

Se realizaron tres ajustes: uno para el anticiclón de verano, otro para el ciclón tropical y otro ajuste para la zona de interacción entre ambos sistemas. Se tomó el promedio de las componentes de viento para el día 28 de octubre de 1998, cuando el ciclón tropical Mitch se desplazó con dirección hacia el sur, con rumbo hacia la costa de Honduras (Fig. 4.12). El anticiclón asociado a Mitch muestra una circulación ciclónica convergente muy cerca de su origen, sin embargo, cuando se extiende se puede tomar como un anticiclón.

Para obtener los puntos  $(x, y)$  se creó un sistema de coordenadas local, tomando como origen un punto al suroeste de cada vórtice, de tal manera que todos los puntos de la malla se ubicaran en el primer cuadrante.

Como se tiene un dato en cada punto de malla a  $2.5^\circ$  (aproximadamente 277 km) se tomaron puntos que

coincidieran con múltiplos de ese valor. Para realizar los ajustes, se utilizó una malla de 25 puntos, los cuales se transformaron a coordenadas esféricas para atenuar el efecto de esfericidad de la Tierra.

Una vez obtenidos los puntos  $(x, y, z)$ , donde  $z$  va a ser igual a las componentes  $u$  y  $v$  del viento, se calcularon los coeficientes de la matriz  $A$  y con el método de Cramer se resolvió el sistema de ecuaciones. Una vez calculados los coeficientes de la ecuación de la superficie cuadrática, se trazaron las líneas de corriente en MATLAB para comprobar que dicha superficie reproduce de manera aproximada el campo de viento local.

Los polinomios que se obtuvieron para el anticiclón de verano de Norteamérica están definidas en las siguientes ecuaciones:

$$u(x, y) = 4.92 \times 10^{-12} \mathbf{x}^2 + 1.19 \times 10^{-11} \mathbf{xy} - 2.08 \times 10^{-10} \mathbf{y}^2 + 1.47 \times 10^{-6} \mathbf{x} - 1.00 \times 10^{-4} \mathbf{y} - 3.20 \quad (4.59)$$

$$v(x, y) = -3.62 \times 10^{-13} \mathbf{x}^2 - 1.77 \times 10^{-11} \mathbf{xy} - 1.11 \times 10^{-11} \mathbf{y}^2 - 5.13 \times 10^{-7} \mathbf{x} + 1.40 \times 10^{-5} \mathbf{y} - 0.59 \quad (4.60)$$

Mientras que para el vórtice en altura inducido por el huracán Mitch, el polinomio quedó definido así:

$$u(x, y) = -2.19 \times 10^{-13} \mathbf{x}^2 - 2.61 \times 10^{-11} \mathbf{xy} - 5.93 \times 10^{-11} \mathbf{y}^2 + 1.07 \times 10^{-6} \mathbf{x} + 2.69 \times 10^{-5} \mathbf{y} + 2.09 \quad (4.61)$$

$$v(x, y) = -1.00 \times 10^{-12} \mathbf{x}^2 + 4.39 \times 10^{-11} \mathbf{xy} + 4.43 \times 10^{-11} \mathbf{y}^2 + 2.08 \times 10^{-7} \mathbf{x} - 3.52 \times 10^{-5} \mathbf{y} + 1.96 \quad (4.62)$$

Las Ec. 4.59-4.62 representan el ajuste a través del método de mínimos cuadrados para el campo de viento local del anticiclón de verano y del anticiclón en altura inducido por el ciclón tropical Mitch. Para la zona de la interacción del anticiclón de verano con el ciclón tropical se obtuvieron los siguientes polinomios:

$$u(x, y) = 1.93 \times 10^{-12} \mathbf{x}^2 - 4.88 \times 10^{-12} \mathbf{xy} + 3.65 \times 10^{-11} \mathbf{y}^2 + 1.84 \times 10^{-6} \mathbf{x} - 2.90 \times 10^{-5} \mathbf{y} - 1.40 \quad (4.63)$$

$$v(x, y) = -7.66 \times 10^{-13} \mathbf{x}^2 + 8.86 \times 10^{-12} \mathbf{xy} + 9.71 \times 10^{-12} \mathbf{y}^2 + 1.32 \times 10^{-7} \mathbf{x} - 1.52 \times 10^{-5} \mathbf{y} + 0.84 \quad (4.64)$$

Gráficamente, los ajustes están expresados en las Fig. 4.13b, 4.14b y 4.15b. Algunos puntos que se tomaron en cuenta a la hora de hacer el ajuste se muestran en las Fig. 4.13a, 4.14a y 4.15a. Las líneas de corriente que se generaron con las ecuaciones del ajuste reproducen de manera aproximada la configuración que se observó el día 28 de octubre (Fig. 4.12). Se obtuvieron los dos vórtices anticiclónicos y el punto silla alrededor de ellos.

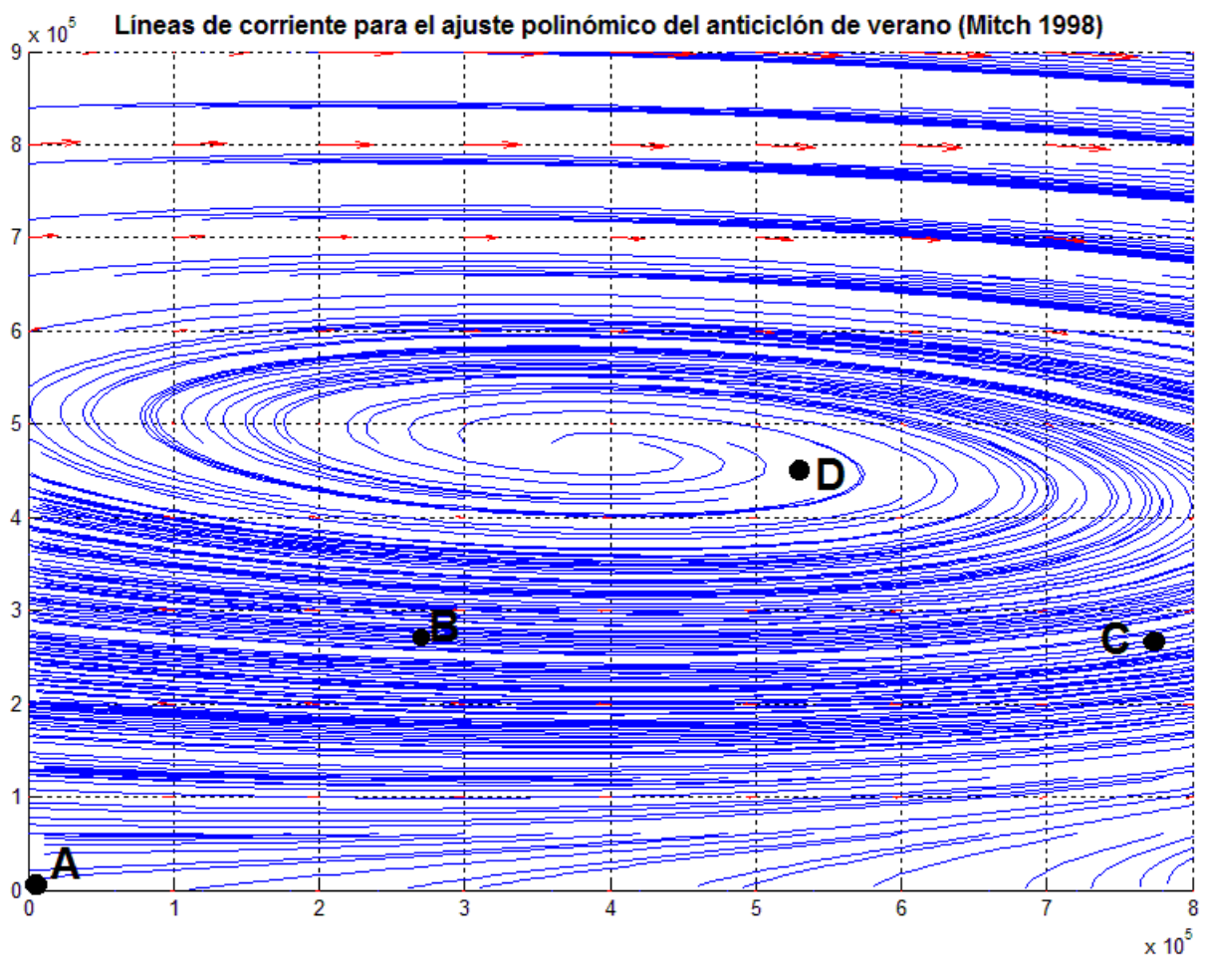
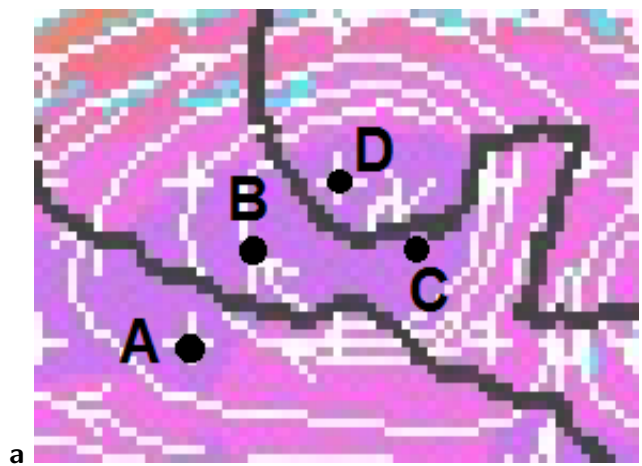


Figura 4.13: a) Puntos de control y b) líneas de corriente obtenidas con el ajuste cuadrático para el anticiclón de verano de Norteamérica. (Las escalas vertical y horizontal están dadas en metros).

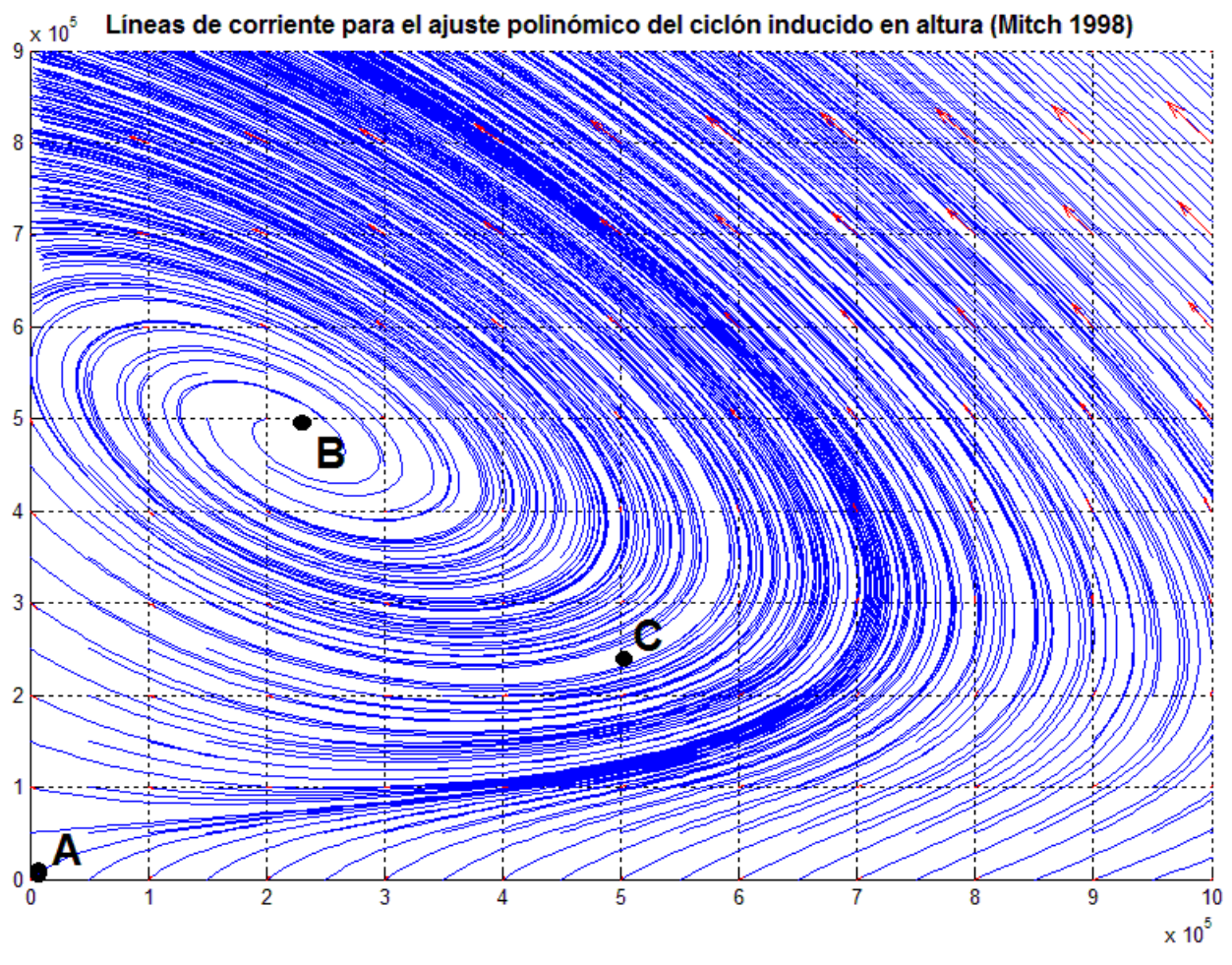
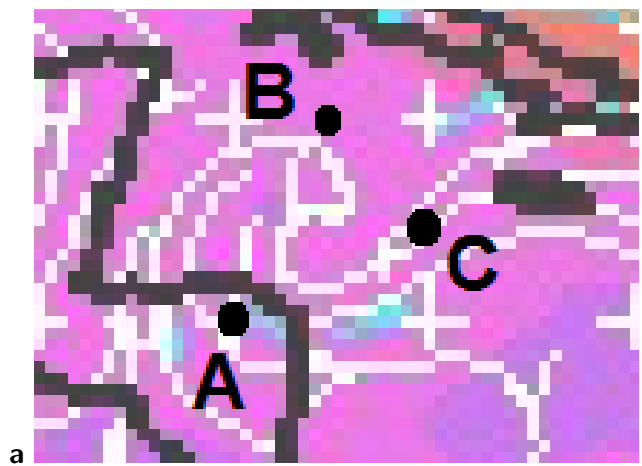


Figura 4.14: a) Puntos de control y b) líneas de corriente obtenidas con el ajuste cuadrático para el vórtice inducido por el ciclón tropical Mitch. (Las escalas vertical y horizontal están dadas en metros).

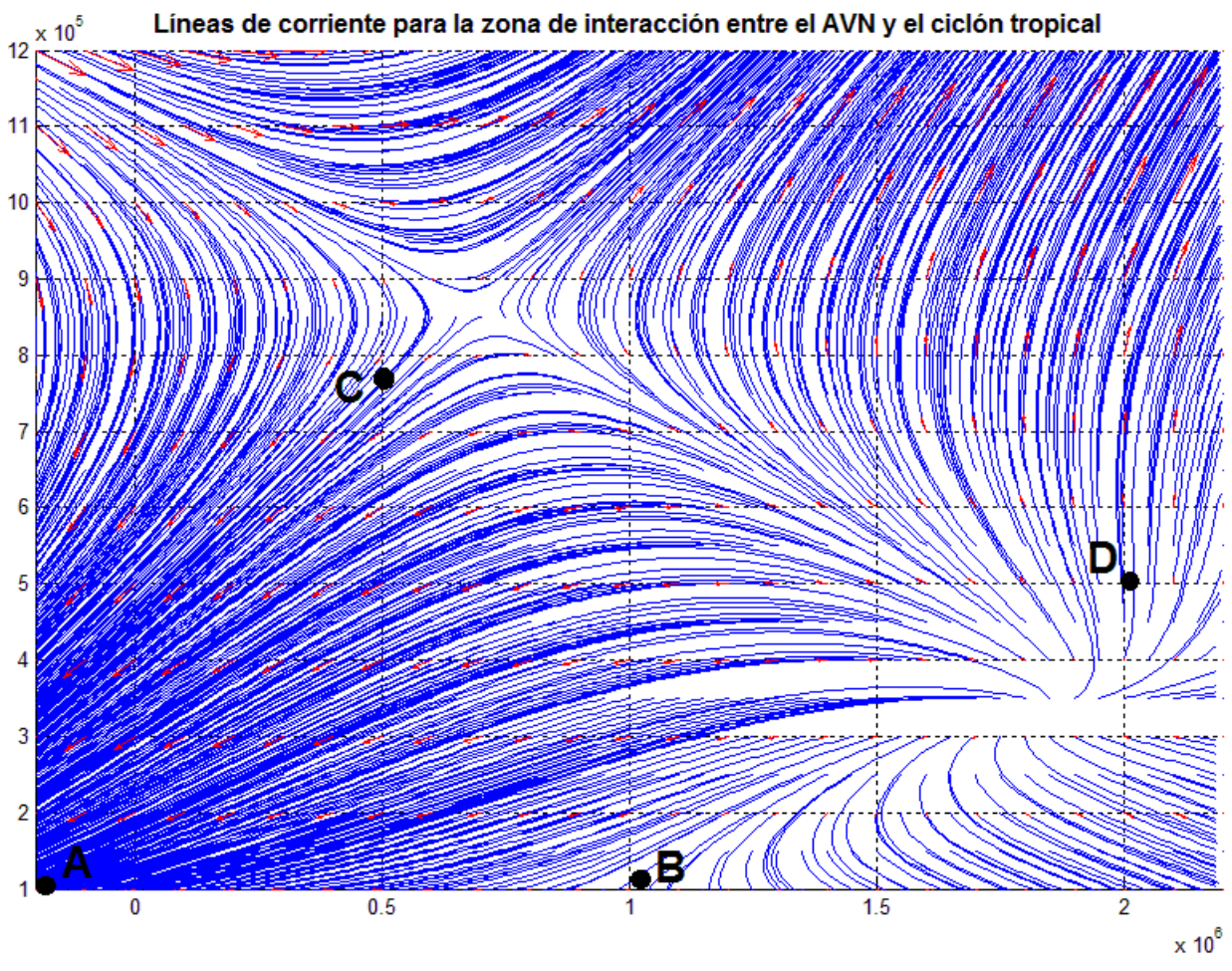
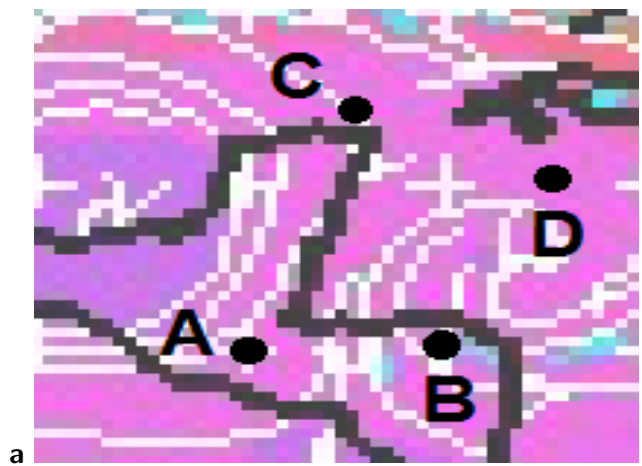


Figura 4.15: a) Puntos de control y b) líneas de corriente derivadas por el ajuste cuadrático para la zona de interacción entre el anticiclón de verano y el ciclón tropical Mitch. (Las escalas vertical y horizontal están dadas en metros).

Otro hecho que se puede hacer notar es que los coeficientes de los términos de segundo orden son más pequeños, sin embargo, al ser considerados junto con los términos de primer orden se puede obtener mucha información

del campo de viento y de su sistema dinámico asociado. Por ejemplo, si se toma la Ec. 4.1 y como origen el punto  $x_0 = 0, y_0 = 0$ , se pueden calcular algunas variables a partir de los coeficientes encontrados en el ajuste cuadrático.

$$\dot{\mathbf{x}} = \begin{pmatrix} u(x) \\ v(y) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} u(0,0) \\ v(0,0) \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} \frac{\delta+T}{2} & \frac{H-\zeta}{2} \\ \frac{H+\zeta}{2} & \frac{\delta-T}{2} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} \frac{\partial}{\partial x} \frac{\delta+T}{2} & \frac{\partial}{\partial y} \frac{H-\zeta}{2} \\ \frac{\partial}{\partial x} \frac{H+\zeta}{2} & \frac{\partial}{\partial y} \frac{\delta-T}{2} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x^2 \\ y^2 \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} \frac{\partial}{\partial y} \frac{\delta+T}{2} & 0 \\ 0 & \frac{\partial}{\partial x} \frac{\delta-T}{2} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} xy \\ xy \end{pmatrix} \quad (4.65)$$

Desarrollando los productos se obtiene la expresión para las componentes  $u$  y  $v$  del campo de viento local:

$$\dot{\mathbf{x}} = \begin{pmatrix} u(x) \\ v(y) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} u(0,0) \\ v(0,0) \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} \frac{\delta+T}{2}x + \frac{H-\zeta}{2}y \\ \frac{H+\zeta}{2}x + \frac{\delta-T}{2}y \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} \frac{\partial}{\partial x} \frac{\delta+T}{2}x^2 + \frac{\partial}{\partial y} \frac{H-\zeta}{2}y^2 \\ \frac{\partial}{\partial x} \frac{H+\zeta}{2}x^2 + \frac{\partial}{\partial y} \frac{\delta-T}{2}y^2 \end{pmatrix} + \begin{pmatrix} \frac{\partial}{\partial y} \frac{\delta+T}{2}xy & 0 \\ 0 & \frac{\partial}{\partial x} \frac{\delta-T}{2}xy \end{pmatrix} \quad (4.66)$$

$$u(x) = u(0,0) + \frac{\delta+T}{2}x + \frac{H-\zeta}{2}y + \frac{\partial}{\partial x} \frac{\delta+T}{2}x^2 + \frac{\partial}{\partial y} \frac{H-\zeta}{2}y^2 + \frac{\partial}{\partial y} \frac{\delta+T}{2}xy \quad (4.67)$$

$$v(x) = v(0,0) + \frac{H+\zeta}{2}x + \frac{\delta-T}{2}y + \frac{\partial}{\partial x} \frac{H+\zeta}{2}x^2 + \frac{\partial}{\partial y} \frac{\delta-T}{2}y^2 + \frac{\partial}{\partial x} \frac{\delta-T}{2}xy \quad (4.68)$$

Haciendo una analogía de las Ec. 4.65 y 4.66 con la Ec. 4.55, se puede concluir que los coeficientes  $p_i$  toman la forma de los valores numéricos asociados al sistema dinámico y a sus derivadas. Por ejemplo, para la componente  $u$  del viento:

$$p_1 = \frac{\partial}{\partial x} \frac{\delta+T}{2} \quad p_2 = \frac{\partial}{\partial y} \frac{\delta+T}{2} \quad p_3 = \frac{\partial}{\partial y} \frac{H-\zeta}{2} \quad p_4 = \frac{\delta+T}{2} \quad p_5 = \frac{H-\zeta}{2} \quad p_6 = u(0,0)$$

Y para la componente  $v$ :

$$p_1 = \frac{\partial}{\partial x} \frac{H+\zeta}{2} \quad p_2 = \frac{\partial}{\partial x} \frac{\delta-T}{2} \quad p_3 = \frac{\partial}{\partial y} \frac{\delta-T}{2} \quad p_4 = \frac{H+\zeta}{2} \quad p_5 = \frac{\delta-T}{2} \quad p_6 = v(0,0)$$

Tomando como referencia los polinomios que se obtuvieron para la zona de interacción entre el anticiclón de verano con el ciclón tropical, y sustituyéndolos adecuadamente, se puede obtener información numérica importante acerca del comportamiento del sistema dinámico. Así, para la componente  $u$  del viento:

$$\frac{\partial}{\partial x} \frac{\delta+T}{2} = 1.93 \times 10^{-12} \quad \frac{\partial}{\partial y} \frac{\delta+T}{2} = -4.88 \times 10^{-12} \quad \frac{\partial}{\partial y} \frac{H-\zeta}{2} = 3.65 \times 10^{-11}$$

$$\frac{\delta+T}{2} = 1.84 \times 10^{-6} \quad \frac{H-\zeta}{2} = -2.90 \times 10^{-5} \quad u(0,0) = -1.40$$

Y para la componente  $v$ :

$$\frac{\partial}{\partial x} \frac{H + \zeta}{2} = -7.66 \times 10^{-13} \quad \frac{\partial}{\partial x} \frac{\delta - T}{2} = 8.86 \times 10^{-12} \quad \frac{\partial}{\partial y} \frac{\delta - T}{2} = 9.71 \times 10^{-12}$$
$$\frac{H + \zeta}{2} = 1.32 \times 10^{-7} \quad \frac{\delta - T}{2} = -1.52 \times 10^{-5} \quad v(0,0) = 0.84$$

Estos valores obtenidos a través de un proceso de ajuste cuadrático para las componentes  $u$  y  $v$  del viento, también se pudieran obtener utilizando el método de diferencias finitas con los valores de divergencia, vorticidad, deformación cortante y por estiramiento. El ajuste de los datos a una superficie cuadrática puede ser muy útil para calcular los valores numéricos de las variables asociadas al sistema dinámico del campo de viento local.

## Capítulo 5

# Interacción entre el ciclón tropical y el AVN en el contexto de la ecuación de vorticidad

Para simular la interacción de dos vórtices atmosféricos de gran escala, se utiliza la ecuación de vorticidad barotrópica, la cual representa el modelo de un fluido homogéneo, incompresible, confinado entre fronteras horizontales y sin fricción. Sin embargo, la atmósfera así como se conoce no cumple con esas condiciones, pero se puede aproximar para fines prácticos.

### 5.1. Ecuación de vorticidad barotrópica no divergente

La ecuación de vorticidad barotrópica no divergente se obtiene a partir de diferentes consideraciones. Por ejemplo, se toma la **ecuación de continuidad**, la cual expresa el principio de conservación de la masa en un fluido. Esta ecuación establece que el flujo neto de masa por unidad de tiempo dentro de un volumen unitario, es igual al cambio local de la densidad del fluido.

Las **ecuaciones de movimiento** son un conjunto de ecuaciones hidrodinámicas que representan la aplicación de la segunda ley de Newton en la que se establecen que la razón de cambio de momento de un cuerpo con respecto al tiempo, es igual a la suma vectorial de todas las fuerzas actuantes sobre ese cuerpo. Las fuerzas que actúan en la atmósfera son: la fuerza debida al gradiente de presión, la fuerza gravitacional, la fuerza de Coriolis, la fuerza centrífuga y la fuerza de fricción.

Entonces, el flujo barotrópico no divergente quedará expresado como:

$$\frac{du}{dt} - fv = -\frac{\partial\Phi}{\partial x} \quad (5.1)$$

$$\frac{dv}{dt} + fu = -\frac{\partial\Phi}{\partial y} \quad (5.2)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = 0 \quad (5.3)$$



Donde  $\Phi = \frac{p}{\rho}$  es el geopotencial. En el caso especial en que el flujo sea no divergente e irrotacional, se puede representar en términos tanto de la función de corriente  $\psi$  como de la función potencial  $\phi$ . En este caso:

$$\begin{aligned}\nabla \cdot \vec{v} &= \nabla^2 \phi \\ \zeta &= \nabla^2 \psi\end{aligned}\tag{5.4}$$

Tanto la función potencial como la función de corriente satisfacen la ecuación de Laplace, por lo que se puede decir que el flujo es laplaciano. En general, los flujos (especialmente el atmosférico) no son ni puramente divergente ni puramente irrotacional, y además interesa tener en cuenta las divergencias y rotaciones del flujo. Para hacer esto se puede escribir la velocidad del campo de viento de la siguiente forma:

$$\vec{v} = \hat{\mathbf{k}} \times \nabla \psi + \nabla \phi\tag{5.5}$$

Que se conoce como el teorema de Helmholtz, que dice que el campo de viento se puede descomponer en sus partes rotacional y divergente. De esta forma se puede considerar el campo de velocidad puramente irrotacional, puramente no divergente, ambos o ninguno.

El término  $\hat{\mathbf{k}} \cdot \nabla \psi$  es la parte rotacional del viento y se denota por  $\mathbf{v}_\psi$ , y el término  $\nabla \phi$  se le llama parte divergente del viento y se denota por  $\mathbf{v}_\phi$ . Por lo tanto, el campo de viento total se puede escribir de la siguiente forma:

$$\vec{v} = \vec{v}_\psi + \vec{v}_\phi\tag{5.6}$$

Como el flujo es no divergente en el plano horizontal, entonces se puede introducir la función de corriente  $\psi$ , tal que la relación con el viento no divergente  $\mathbf{v}_\psi$  en coordenadas cartesianas es:

$$\mathbf{v}_\psi = \mathbf{k} \times \nabla \psi = (u, v) = \left( -\frac{\partial \psi}{\partial y}, \frac{\partial \psi}{\partial x} \right)\tag{5.7}$$

La función de corriente está relacionada con la vorticidad a través de la Ec. 5.4. Las regiones de vorticidad relativa positiva (negativa) se desarrollan en asociación con tormentas de giro ciclónico en el hemisferio norte (sur), por lo que la distribución de vorticidad relativa es una buena herramienta para el análisis meteorológico. La forma espectral de la ecuación de vorticidad barotrópica no divergente y sus soluciones desarrolladas con mayor profundidad se pueden encontrar en Pérez-García y Skiba (1999) y Pérez-García (2001).

## 5.2. Dinámica del movimiento de un ciclón tropical

La dinámica atmosférica que determina las diversas formas de movimiento de los ciclones tropicales es compleja. Las causas del movimiento de los ciclones tropicales se pueden clasificar en tres categorías: externas, internas, e interactivas (Elsberry 1995).

El forzamiento externo incluye el efecto de los flujos ambientales de gran escala, la influencia de los ciclones tropicales adyacentes u otros sistemas de circulación, además de otras condiciones de contorno como la fricción superficial, la topografía y los flujos de flotabilidad de la capa superior del océano. Los factores dinámicos

internos incluyen los sistemas convectivos de mesoescala, el acoplamiento de la circulación de los vórtices en niveles bajos y altos, y la inestabilidad en la capa del flujo saliente.

En los efectos interactivos, el proceso más importante es la interacción entre la circulación del ciclón tropical primario (axialmente simétrica) y el gradiente de vorticidad planetaria (el efecto  $\beta$ ). Esta interacción crea una circulación axialmente asimétrica que tiene un efecto de dirección secundaria en el vórtice primario.

La circulación asimétrica es un elemento esencial de la dinámica interactiva. El efecto  $\beta$  sobre el vórtice puede complicarse aún más por otros tipos de forzamiento, tales como la presencia de cortantes horizontales y verticales en el flujo ambiental, el acoplamiento vertical debido al calentamiento diabático, el transporte de momento convectivo, la interacción océano-atmósfera, etc.

La mayor parte del tiempo, el movimiento de los ciclones tropicales es controlado por la advección de vorticidad relativa. El alto valor de la vorticidad relativa positiva en un ciclón tropical se concentra en un radio de unos pocos cientos de kilómetros alrededor del centro. La vorticidad asociada con los ciclones tropicales es advectada por la circulación de fondo, como si un vórtice relativamente pequeño fuera guiado por el flujo ambiental a gran escala (Wang et al. 1998).

La forma de flujo de la ecuación de vorticidad es:

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{v}\xi) = -\omega \frac{\partial \xi}{\partial p} + \mathbf{k} \cdot \left( \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial p} \times \nabla \omega \right) + \mathbf{F} \quad (5.8)$$

Donde  $\xi$  es la vorticidad absoluta definida como  $\xi = \nabla^2 \psi + 2\Omega \sin \phi$ , con  $\psi = \frac{\mathbf{g}z}{f}$  ( $\mathbf{g}$  es la aceleración de la gravedad y  $f = 2\Omega \sin \phi$ , el parámetro de Coriolis),  $\mathbf{v}$  es el vector velocidad,  $\Omega$  es la frecuencia angular de la Tierra,  $\omega = \frac{\partial p}{\partial t}$  es la velocidad vertical (en coordenadas de presión),  $\mathbf{k}$  es un vector normal al plano,  $\mathbf{p}$  es la presión y  $\mathbf{F}$  es el efecto de otras fuerzas que actúan sobre el sistema, como por ejemplo, la viscosidad.

Para el caso de un flujo no divergente:

$$\nabla \cdot \mathbf{v}_\psi = 0 \quad (5.9)$$

Entonces, la ecuación de conservación de la vorticidad absoluta, sin forzamiento y sin disipación se expresa como:

$$\frac{d\xi}{dt} = \frac{\partial \xi}{\partial t} + J(\psi, \xi) = 0 \quad (5.10)$$

El jacobiano  $J(\psi, \xi)$  se define como:

$$J(\psi, \xi) = \frac{\partial \psi}{\partial x} \frac{\partial \xi}{\partial y} - \frac{\partial \psi}{\partial y} \frac{\partial \xi}{\partial x} = \mathbf{v}_\psi \cdot \nabla \xi \quad (5.11)$$

$\mathbf{v}_\psi = \mathbf{k} \times \nabla \psi = \{u, v\} = \left\{ -\frac{\partial \psi}{\partial y}, \frac{\partial \psi}{\partial x} \right\}$  es el vector de viento horizontal con componentes hacia el este y hacia el norte ( $u_\psi$  y  $v_\psi$  respectivamente).

En teoría, el flujo de gran escala se puede definir fácilmente en los modelos idealizados. Un vórtice simétrico barotrópico incrustado en un flujo uniforme sobre un plano  $\mathbf{f}$  se mueve precisamente con el flujo uniforme. En realidad, los ciclones tropicales no mantienen una perfecta simetría, ya que los flujos ambientales también

varían considerablemente con la altura y la distancia radial desde el centro del ciclón tropical, y la asimetría varía con características como el tamaño, intensidad, velocidad de traslación y la dirección.

No es posible separar de forma inequívoca los flujos ambientales de la circulación del ciclón tropical en estudios observacionales. Por lo tanto, las relaciones empíricas entre el movimiento de los ciclones tropicales y los flujos de gran escala dependen necesariamente de la definición del flujo de este último.

Algunos análisis observacionales indican que el estudio de una capa promedio profunda (por ejemplo, desde los 1000 hPa hasta los 150 ó 100 hPa) está mejor correlacionada con el movimiento de la tormenta que cualquier flujo en un solo nivel. La razón es porque probablemente el ciclón tropical es un sistema acoplado en la vertical, el cual está en movimiento, como una sola entidad.

Chan y Williams (1987) incorporaron un vórtice analítico como la perturbación de la vorticidad relativa  $\zeta'$ . El perfil de velocidad tangencial del vórtice ciclónico está dado por:

$$V(r) = V_m \left( \frac{r}{r_m} \right) \exp \left[ \frac{1}{b} \left( 1 - \left( \frac{r}{r_m} \right)^b \right) \right] \quad (5.12)$$

El radio del vórtice está definido por  $r$ .  $V_m$  es el valor de  $V(r)$  en el radio máximo de vientos  $r_m$ , y  $b$  es el factor que determina la forma del vórtice. Por lo tanto el perfil de vorticidad está dado como:

$$\zeta(r) = \frac{2V_m}{r_m} \left\{ 1 - \frac{1}{2} \left( \frac{r}{r_m} \right)^b \right\} \exp \left[ \frac{1}{b} \left( 1 - \left( \frac{r}{r_m} \right)^b \right) \right] \quad (5.13)$$

### 5.3. Movimiento de un ciclón sobre un plano $\beta$

Un ejemplo de la propagación de un ciclón tropical fue conceptualizado por primera vez por Rossby (1948), que examinó el movimiento de un vórtice aislado con rotación de cuerpo rígido en un ambiente en reposo sobre un plano  $\beta$ . Tal movimiento es ahora comúnmente llamado como desplazamiento- $\beta$  (ó  $\beta$ -drift). Adem (1956) fue el primero en obtener una solución aproximada para el desplazamiento- $\beta$  resolviendo la ecuación de vorticidad barotrópica no divergente. Debido a la variación del parámetro de Coriolis, el ciclón introducido en un ambiente en reposo se mueve hacia el oeste y hacia los polos.

En un ambiente en reposo, el desplazamiento- $\beta$  de un vórtice barotrópico depende de la estructura del vórtice y de la rotación de la Tierra (o de la latitud) y su variación meridional (el efecto  $\beta$ ). La trayectoria del vórtice es mucho más sensitiva a los cambios en la región exterior (cambios de tamaño) que los cambios en la región interior (intensidad) (DeMaría 1995).

Para un desplazamiento- $\beta$  cuasi-uniforme y para una familia de vórtices aislados con momento angular positivo, la velocidad del desplazamiento- $\beta$  y su componente meridional son proporcionales aproximadamente a la raíz cuadrada de la magnitud del momento angular relativo total (TRAM por sus siglas en inglés) de la circulación simétrica inicial (Li y Wang 1996).

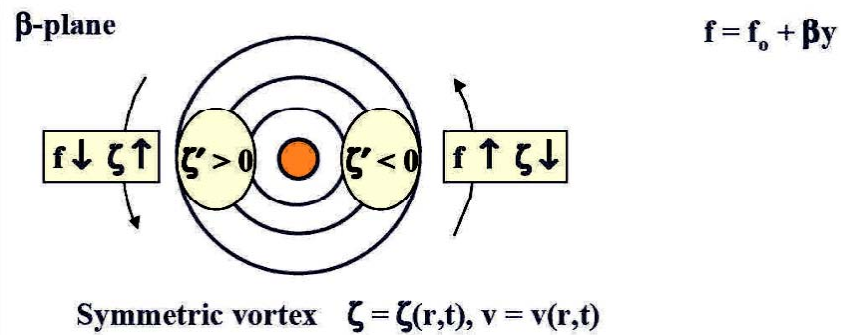


Figura 5.1: Movimiento de un ciclón en un plano beta  $f = f_0 + \beta(y - y_0)$ . Fuente: Chan y Williams (1987)

Cuando el parámetro de Coriolis es constante, la velocidad del desplazamiento- $\beta$  debería ser proporcional a  $\beta$ . Sin embargo, aplicando el principio de análisis dimensional del resultado numérico de Chan y Williams (1987), se ha mostrado que la dependencia de la velocidad del desplazamiento- $\beta$  es de  $\frac{3}{2}\beta$ .

En un modelo tridimensional, el desplazamiento meridional del desplazamiento- $\beta$  decrece aproximadamente 45 % cuando la latitud del vórtice incrementa desde los 10°N hasta los 30°N, lo cual implica que un ciclón en latitudes bajas tiene una tendencia a desplazarse hacia los polos más rápido. Esto no puede ser explicado por el cambio de  $\beta$  con la latitud, porque entre los 10°N y los 30°N el parámetro de Coriolis solamente se reduce en un 11 %. Para un vórtice baroclínico, el desplazamiento- $\beta$  también está relacionado con la profundidad de penetración de la vorticidad potencial vertical, la cual es función del parámetro de Coriolis y de la estratificación ambiental.

Una clave para entender el desplazamiento- $\beta$  es la comprensión de la dinámica del giro- $\beta$  (ó  $\beta$ -gyre). La formación inicial de un giro asimétrico se debe a la advección diferencial de la componente meridional de vorticidad planetaria por los vientos azimutales simétricos que producen tendencias de vorticidad positiva y negativa al este y al oeste del vórtice ciclónico. Estos giros inicialmente orientados en dirección zonal pueden ser considerados como resultado de la deformación del vórtice debido a la dispersión de las ondas de Rossby.

La vorticidad asociada al giro- $\beta$  es mantenida por el balance de tres procesos advectivos principales:

- Advección meridional diferencial de vorticidad planetaria que constantemente genera giros ciclónicos y anticiclónicos orientados zonalmente al este y al oeste del centro del vórtice.
- Advección de vorticidad asimétrica por la circulación primaria del vórtice que gira ciclónicamente. Esto crea un flujo de ventilación desde los polos y desde el oeste hacia el centro del vórtice.
- Advección de vorticidad simétrica por el flujo de ventilación (desde los polos y desde el oeste hacia el vórtice primario) que balancea la generación y rotación de las anomalías de vorticidad asimétricas.

En un desplazamiento- $\beta$  cuasi-estacionario, la uniformidad del flujo secundario (flujo de ventilación) implica que la región del núcleo del vórtice primario es advectada a la misma velocidad, tal que el vórtice se mantiene

íntegro. Esto resulta en la estabilización dinámica del núcleo del vórtice y la homogeneización de la vorticidad absoluta asimétrica dentro del núcleo.

El parámetro de inestabilidad inercial dentro de los 200-300 km alrededor de un vórtice axialmente simétrico es típicamente uno o dos órdenes de magnitud mayor que  $f^2$ . La variación radial de la circulación simétrica puede estirar la perturbación asimétrica por advección diferencial, y por lo tanto debilitar la circulación asimétrica y homogeneizar la vorticidad absoluta.

## 5.4. Experimentos numéricos realizados

Para visualizar de mejor manera la interacción entre el anticiclón de verano de Norteamérica y un ciclón tropical, se realizaron varios experimentos por medio de los cuales se logró observar el comportamiento de la función de corriente cuando dos vórtices estaban cerca. En los experimentos realizados se integró la ecuación de vorticidad barotrópica no divergente sobre una esfera en rotación a través del método espectral con truncación 31. La forma de la ecuación es la siguiente:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + J(\psi, \nabla^2 \psi + 2\mu) = 0 \quad (5.14)$$

Donde  $\zeta$  es la vorticidad relativa,  $\psi$  es la función de corriente y  $2\mu$  es el parámetro de Coriolis. La función de corriente con la que se obtendrán los resultados está dada por:

$$\begin{cases} \psi(r) = \psi_0 \left[ 1 - \left( \frac{r}{r_0} \right)^2 \right]^4 & r \leq 0 \\ \psi(r) = 0 & r > 0 \end{cases} \quad (5.15)$$

$\psi_0$  es la función de corriente en el tiempo inicial y define la forma que tendrán los vórtices. Esta función de corriente representa a un sistema ciclónico con radio de influencia  $r_0$  cuando  $\psi_0 < 0$  (y un anticiclón cuando  $\psi_0 > 0$ ). La velocidad máxima tangencial del vórtice  $v_{max} = \left( \frac{d\psi}{dt} \right)_{max}$  se da en  $\left( \frac{r}{r_0} \right) = \frac{1}{7}$  y  $\psi_0$  está dada como una función del radio y la velocidad máxima:

$$\psi_0 = 0.525 r_0 \left( \frac{d\psi}{dt} \right)_{max} \quad (5.16)$$

Se escogió  $r_0 = 2 \times 10^6$  metros como el valor del radio de interacción de los vórtices atmosféricos, las velocidades máximas son:  $v_{max} = 100 \text{ m/s}$  para el anticiclón de verano y  $v_{max} = 20 \text{ m/s}$  para el ciclón tropical. El valor numérico de  $\psi_0$  es de  $2.1 \times 10^7 \text{ m}^2/\text{s}$ . El tiempo de pronóstico  $t_p$  está definido por:

$$t_p = \tau \frac{r_0^2}{\psi_0} \quad (5.17)$$

Donde  $\tau$  es el tiempo adimensional y su valor debe ser menor que la unidad para obtener una solución representativa. Sustituyendo los parámetros conocidos, se obtiene que el tiempo de pronóstico es  $t_p = 190,476$  segundos = 52.91 horas. Esto significa que se podrá hacer el pronóstico de la evolución del sistema hasta 52 horas con buena certeza. A continuación se describen los experimentos y los resultados obtenidos.

### 5.4.1. Anticiclón aislado (con efecto $\beta$ )

Es sabido que el movimiento natural de un ciclón en la atmósfera de un planeta con rotación es hacia el noroeste, debido al efecto  $\beta$  (Adem 1956; Fujiwhara 1931). Se integró la ecuación de vorticidad barotrópica tomando en cuenta el término de rotación de la Tierra con el fin de observar el comportamiento que tiene el anticiclón cuando se encuentra aislado en la atmósfera y en un ambiente con efecto  $\beta$ . La integración se realizó para un periodo de tiempo de 48 horas y se utilizó el vórtice analítico de Adem, el cual generó una función de corriente inicial de giro anticiclónico.

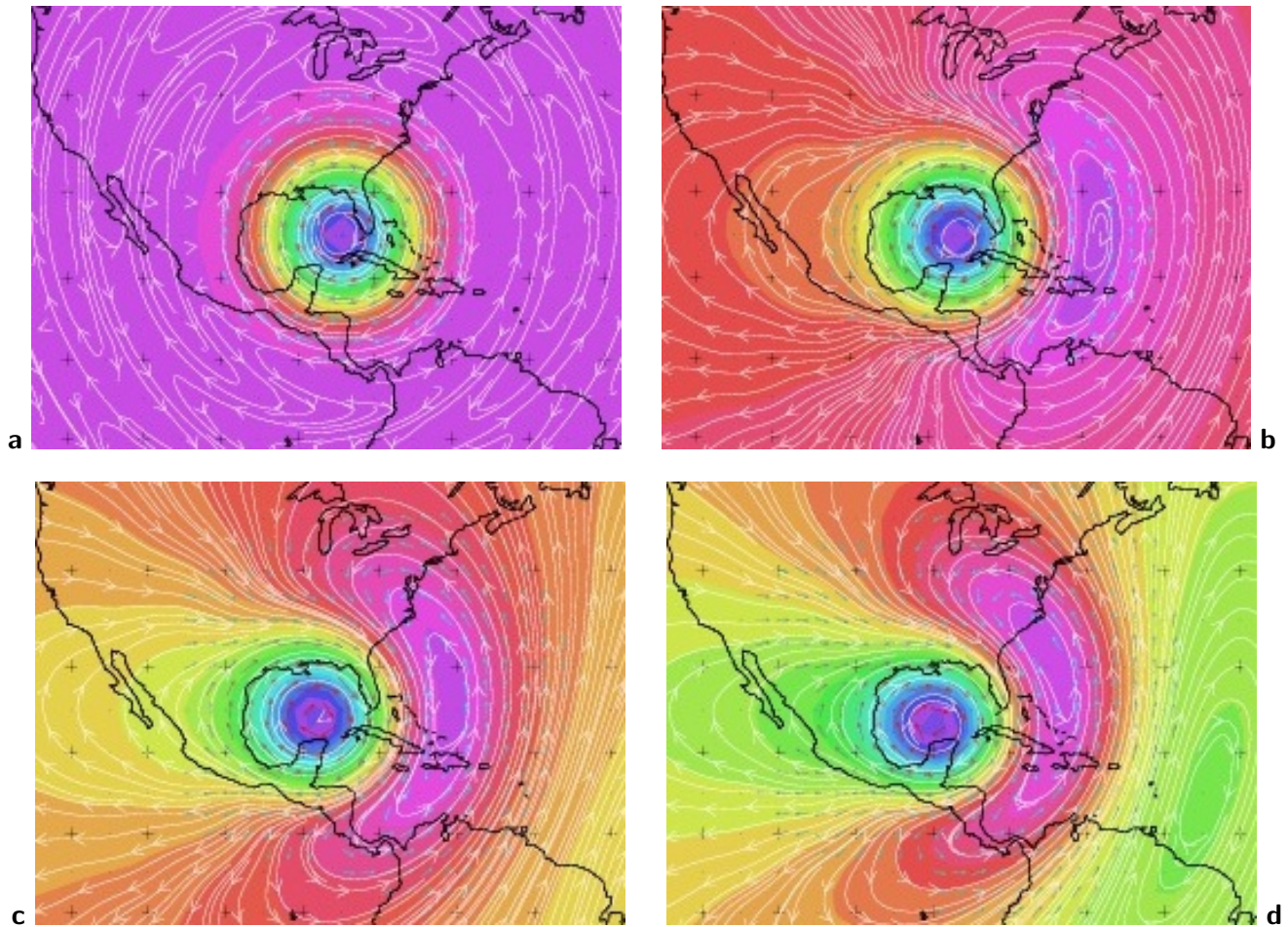


Figura 5.2: Función de corriente y viento no divergente para las soluciones analíticas de la ecuación de vorticidad barotrópica introduciendo el efecto  $\beta$  para a) el tiempo inicial, b) 12 horas de pronóstico, c) 24 horas de pronóstico y d) 36 horas de pronóstico. El vórtice representa un anticiclón.

En la Fig. 5.2a se muestra la función de corriente inicial y luego para 12 (Fig. 5.2b), 24 (Fig. 5.2c) y 36 horas (Fig. 5.2d). Lo más representativo de este experimento es observar el movimiento natural de un anticiclón (para nuestro caso, sería el anticiclón de verano de Norteamérica). Se puede observar que el movimiento que tiene el anticiclón es hacia el oeste-suroeste, contrario al ciclón, cuyo movimiento es hacia el noroeste. También es interesante observar la formación de un vórtice ciclónico al este del anticiclón, como respuesta del desplazamiento del vórtice que se introdujo y del mismo efecto  $\beta$ .

### 5.4.2. Anticiclón de verano y ciclón tropical (sin efecto $\beta$ )

Para la realización de este experimento, se eliminó el parámetro relacionado con la rotación terrestre:  $2\mu$ . La ecuación que se integró fue la siguiente:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + J(\psi, \nabla^2 \psi) = 0 \quad (5.18)$$

La integración se hizo para un periodo de tiempo de 48 horas, utilizando los vórtices analíticos descritos por Adem (1956), en los cuales se puede generar una función de corriente inicial, tal como se describió anteriormente.

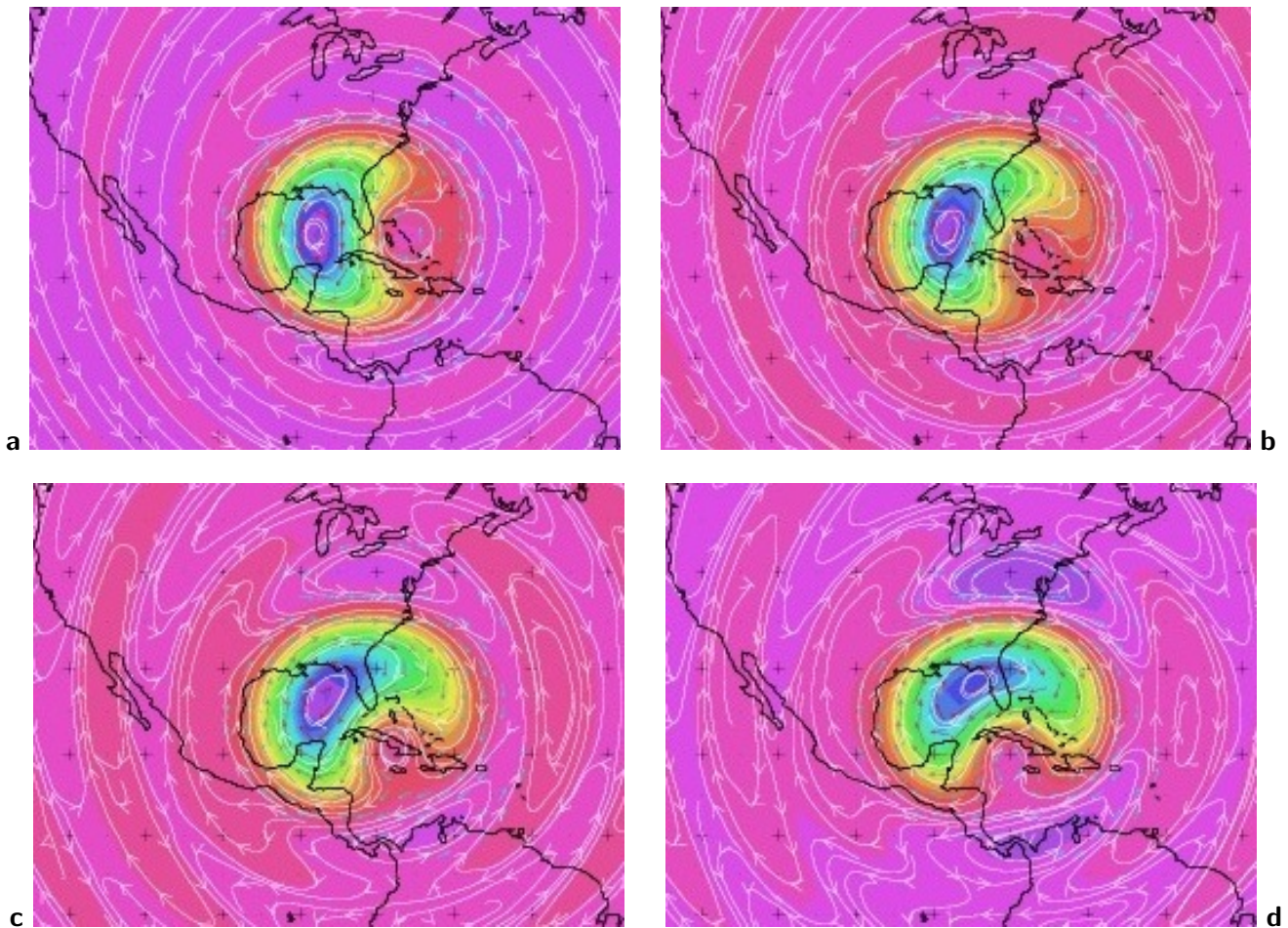


Figura 5.3: Función de corriente y viento no divergente para las soluciones analíticas de la ecuación de vorticidad barotrópica sin introducir el efecto  $\beta$  para a) el tiempo inicial, b) 12 horas de pronóstico, c) 24 horas de pronóstico y d) 36 horas de pronóstico.

La Figura 5.3 muestra la función de corriente a intervalos de 12 horas, desde la condición inicial  $t = 0$ , hasta  $t = 36$  horas. Se observan dos vórtices simétricos: el de la izquierda, y de mayor tamaño representa al anticiclón de verano de Norteamérica, y el de la derecha y de menor tamaño, representa al ciclón tropical.

Los dos vórtices representados son simétricos respecto al eje norte-sur. Esta configuración se pudo ver en la capa alta (200-300 hPa) durante el paso del huracán Ike sobre el Golfo de México. En la figura 5.3b (el

pronóstico a 12 horas) se observó una redistribución de la función de corriente con rotación anticiclónica, la cual se hace más evidente en las Figuras 5.3c y 5.3d (a 24 y 36 horas respectivamente).

A partir de este experimento es posible sugerir que el anticiclón de verano de Norteamérica puede modificar el movimiento del ciclón tropical. También se observó cómo el ciclón se desplazó alrededor del anticiclón de verano, con una dirección oeste-suroeste, presentando un movimiento de orbitación mutua (según Lander y Holland 1993) dominado por la circulación del vórtice de mayor tamaño.

Los resultados que arrojó esta simulación fueron interesantes ya que se pudo observar cómo el vórtice ciclónico, de menor tamaño, se mueve alrededor del anticiclón de verano, bordeándolo y siguiendo el patrón de giro de este último.

### **5.4.3. Anticiclón de verano y ciclón tropical (con efecto $\beta$ )**

En este experimento, se utilizó la ecuación de vorticidad barotrópica no divergente con el parámetro que describe la rotación de la Tierra:  $2\mu$ . Su forma está descrita en la Ec. 5.14. La integración se hizo para un periodo de tiempo de 48 horas, al igual que en el caso anterior.

En la Figura 5.4 se muestran las gráficas de función de corriente a intervalos de 12 horas, desde la condición inicial  $t = 0$ , hasta  $t = 36$  horas. Como en el caso anterior, se distinguen dos vórtices simétricos que representan al anticiclón de verano de Norteamérica y a un ciclón tropical. Se observó la rotación anticiclónica de los vórtices en conjunto, pero en menor medida que en el caso anterior.

El efecto  $\beta$  genera que el vórtice anticiclónico no pueda influenciar tanto en la trayectoria del ciclón tropical, sino que parece que ambos vórtices se movieran juntos. Sin embargo, se logró observar una intensificación del ciclón tropical a medida que el centro del anticiclón se iba desplazando hacia el oeste. Otro aspecto a considerar es la dispersión de onda que se obtiene al introducir el efecto  $\beta$  en la solución de la ecuación de vorticidad barotrópica.

En la Figura 5.4d (a 36 horas de pronóstico) se observó la formación de otro ciclón al norte del anticiclón de verano, como parte de un efecto secundario del movimiento del vórtice. Todo esto hace que se considere que la solución del modelo barotrópico cuando se introduce el efecto  $\beta$  sea muy inestable (aunque más real), incluso para periodos de tiempo cortos. Este caso es el que se observa más en la realidad, ya que a veces, el anticiclón de verano y el ciclón tropical no interaccionan por mucho tiempo.



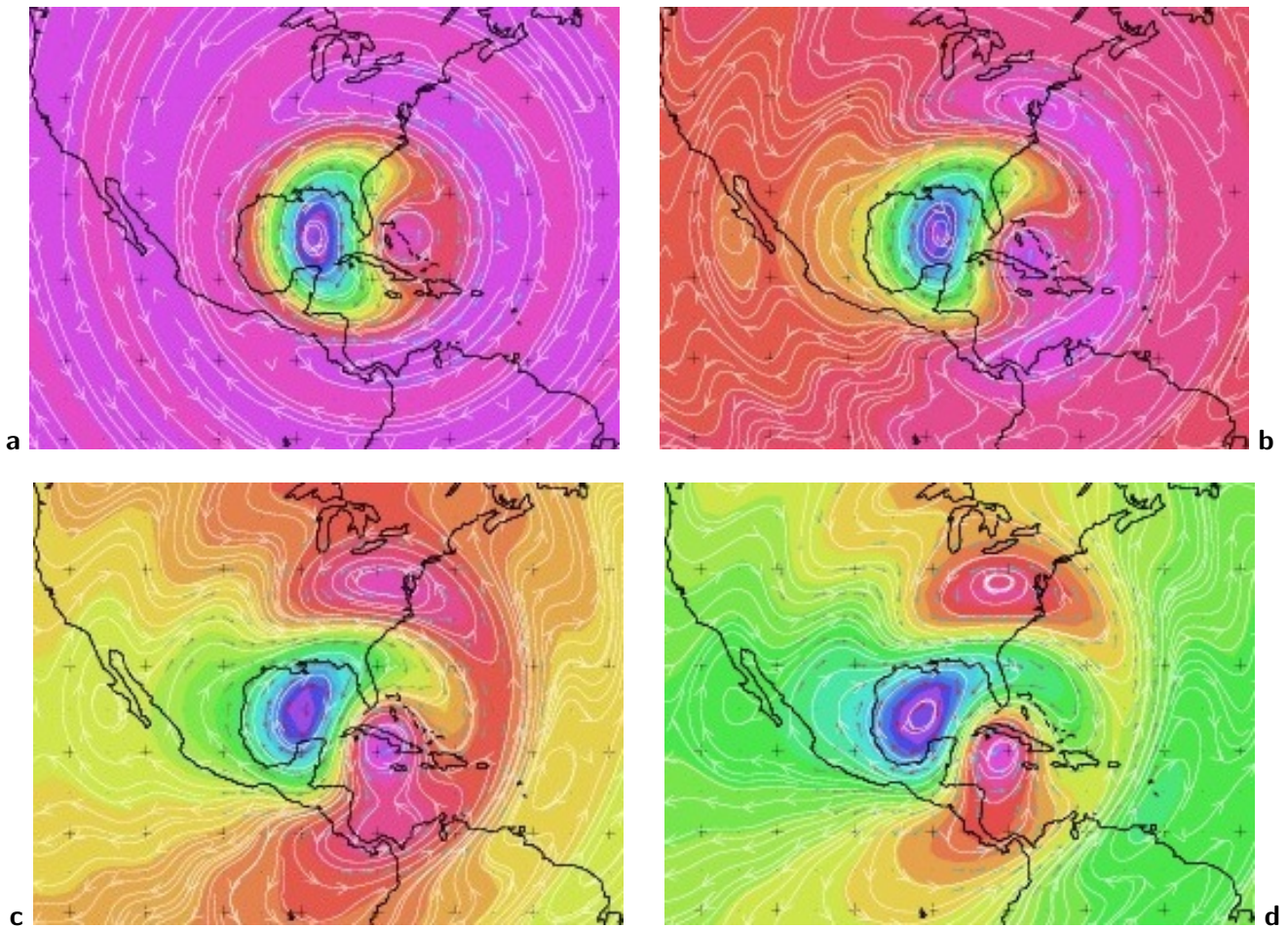


Figura 5.4: Funciones de corriente y viento no divergente para las soluciones analíticas de la ecuación de vorticidad barotrópica introduciendo el efecto  $\beta$  para a) el tiempo inicial, b) 12 horas de pronóstico, c) 24 horas de pronóstico y d) 36 horas de pronóstico.

En la Figura 5.5 se observan los campos de vorticidad relativa  $\zeta$  generados por el anticiclón de verano y el ciclón tropical, los cuales son simétricos respecto al eje norte-sur. Se pudo identificar que el ciclón tropical sigue más o menos el patrón de circulación del vórtice de mayor tamaño por lo que, después de cierto tiempo, se puede decir que queda "acoplado" con el anticiclón de verano. Se observa que el vórtice ciclónico presenta sus máximos relativos de vorticidad al noreste, lo que concuerda con la teoría del efecto  $\beta$  descrita anteriormente. También fue posible observar que las zonas de vorticidad negativa asociadas al movimiento anticiclónico empiezan a crecer y a rodear casi por completo al ciclón tropical aproximadamente en  $t = 12$  horas.

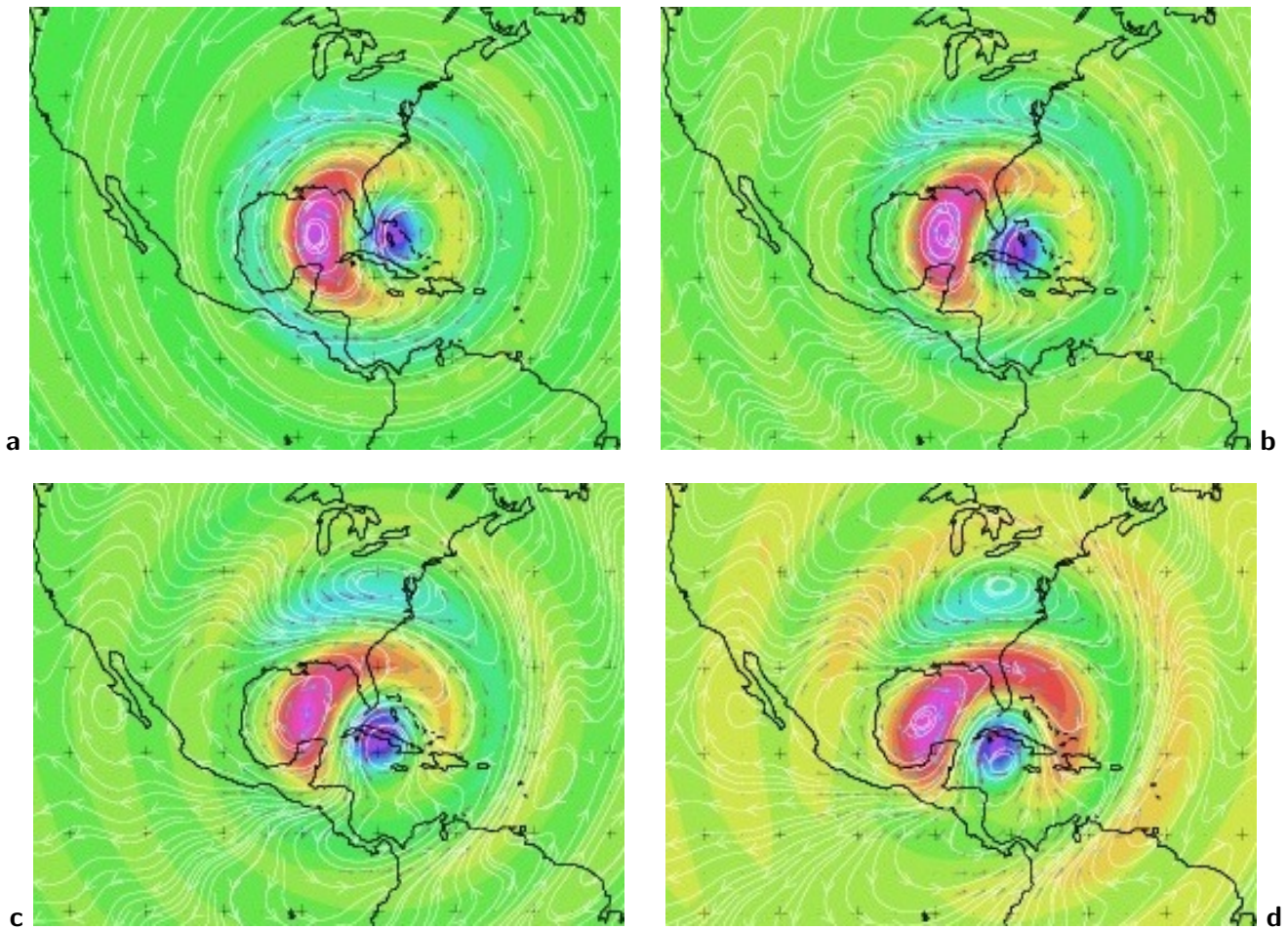


Figura 5.5: Campos de vorticidad relativa  $\zeta$  y viento no divergente para a) el tiempo inicial, b) 12 horas de pronóstico, c) 24 horas de pronóstico y d) 36 horas de pronóstico.

#### 5.4.4. Anticiclón de verano y anticiclón inducido por un ciclón tropical (sin efecto $\beta$ )

Para realizar este experimento se utilizó la ecuación 5.18 al igual que en la sección 5.4.1. La integración se hizo para un periodo de tiempo máximo de 48 horas, utilizando dos vórtices analíticos con giro anticiclónico descritos por Adem (1956). La Figura 5.6 muestra la función de corriente graficada a intervalos a 12 horas, desde la condición inicial  $t = 0$ , hasta  $t = 36$  horas. Se observan dos vórtices, uno de mayor tamaño que representa al anticiclón de verano (izquierda), y el otro, de menor tamaño, representa al anticiclón que induce el ciclón tropical en los niveles altos de la troposfera (a la derecha).

Los dos vórtices representados son simétricos respecto al eje norte-sur. Una configuración parecida se pudo observar en la capa de 200-300 hPa cuando el anticiclón de verano interactuó con el ciclón tropical Stan. Los centros de los vórtices tienen una separación de  $15^\circ$  (unos 1,600 kilómetros aproximadamente). La velocidad máxima que se utilizó en el experimento fue de  $v_{max} = 100 \text{ m/s}$  para el anticiclón de verano, y  $v_{max} = 20 \text{ m/s}$  para el ciclón tropical. En las Figuras 5.6a-d se puede observar que los vórtices no interactúan: no hay movimiento de ninguno de ellos, ya que tampoco está presente el efecto  $\beta$ .

En base a estos resultados, se puede sugerir que la distancia crítica para que dos vórtices anticiclónicos presenten una interacción en el caso idealizado de una capa atmosférica sin flujo base y sin el efecto de la rotación terrestre es de  $15^\circ$  grados (alrededor de 1,600 kilómetros). Otra característica importante que se puede notar es la formación de un punto silla, producto de la interacción de los vórtices anticiclónicos.

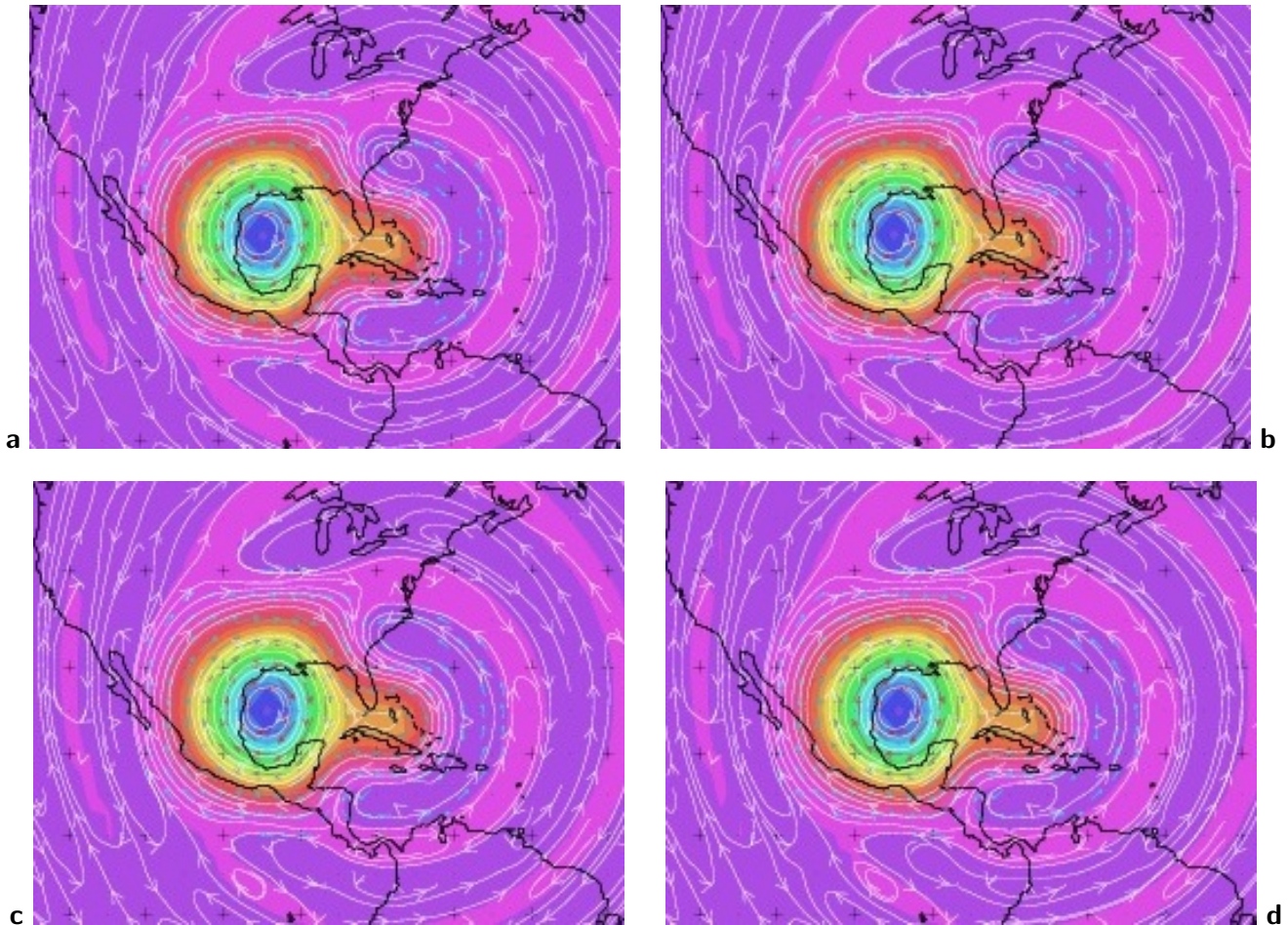


Figura 5.6: Funciones de corriente y viento no divergente para las soluciones analíticas de la ecuación de vorticidad barotrópica sin introducir el efecto  $\beta$  para: a) el tiempo inicial, b) 12 horas de pronóstico, c) 24 horas de pronóstico y d) 36 horas de pronóstico. Los dos vórtices representan anticiclones.

#### 5.4.5. Anticiclón de verano y anticiclón inducido por un ciclón tropical (con efecto $\beta$ )

Para este experimento, se utilizó la ecuación de vorticidad barotrópica no divergente con el parámetro que describe la rotación de la Tierra. La integración se hizo para un periodo de 48 horas, al igual que en los casos anteriores.

En la Figura 5.7 se presentan los mapas de función de corriente a intervalos de 12 horas, desde la condición inicial  $t = 0$ , hasta  $t = 36$  horas. Al igual, que en el caso anterior se introdujeron los dos vórtices simétricos que representan tanto al anticiclón de verano de Norteamérica (el más grande) como al anticiclón inducido por el ciclón tropical (el más pequeño). La separación entre ambos vórtices es de  $15^\circ$  (aproximadamente 1,600 kilómetros), y las velocidades máximas son iguales que en el caso anterior.

Se observó que al introducir el efecto  $\beta$  a la ecuación de vorticidad barotrópica, los dos vórtices anticiclónicos se repelen. En la Figura 5.6b (a 12 horas de pronóstico) el anticiclón de verano se movió un poco hacia el noroeste, mientras que el anticiclón más pequeño se mantuvo casi estacionario. El efecto es mayor a medida que pasa el tiempo. En las Figuras 5.7c-d se observó que el anticiclón de verano se seguía desplazando hacia el noroeste, mientras que el anticiclón inducido por el ciclón tropical en los niveles altos de la troposfera es arrastrado hacia el este.

Otro efecto interesante es la formación de un punto silla entre los vórtices (Figuras 5.7a-b) y la generación de circulaciones ciclónicas tanto al noreste como al sureste del anticiclón de verano. También se puede observar que se sigue manteniendo un punto de deformación (casi donde se ubicaba en los primeros pasos de tiempo) a medida que los anticiclones se repelen y que los ciclones se intensifican. De igual manera, se destaca la dispersión de onda como consecuencia de la introducción del efecto  $\beta$ .

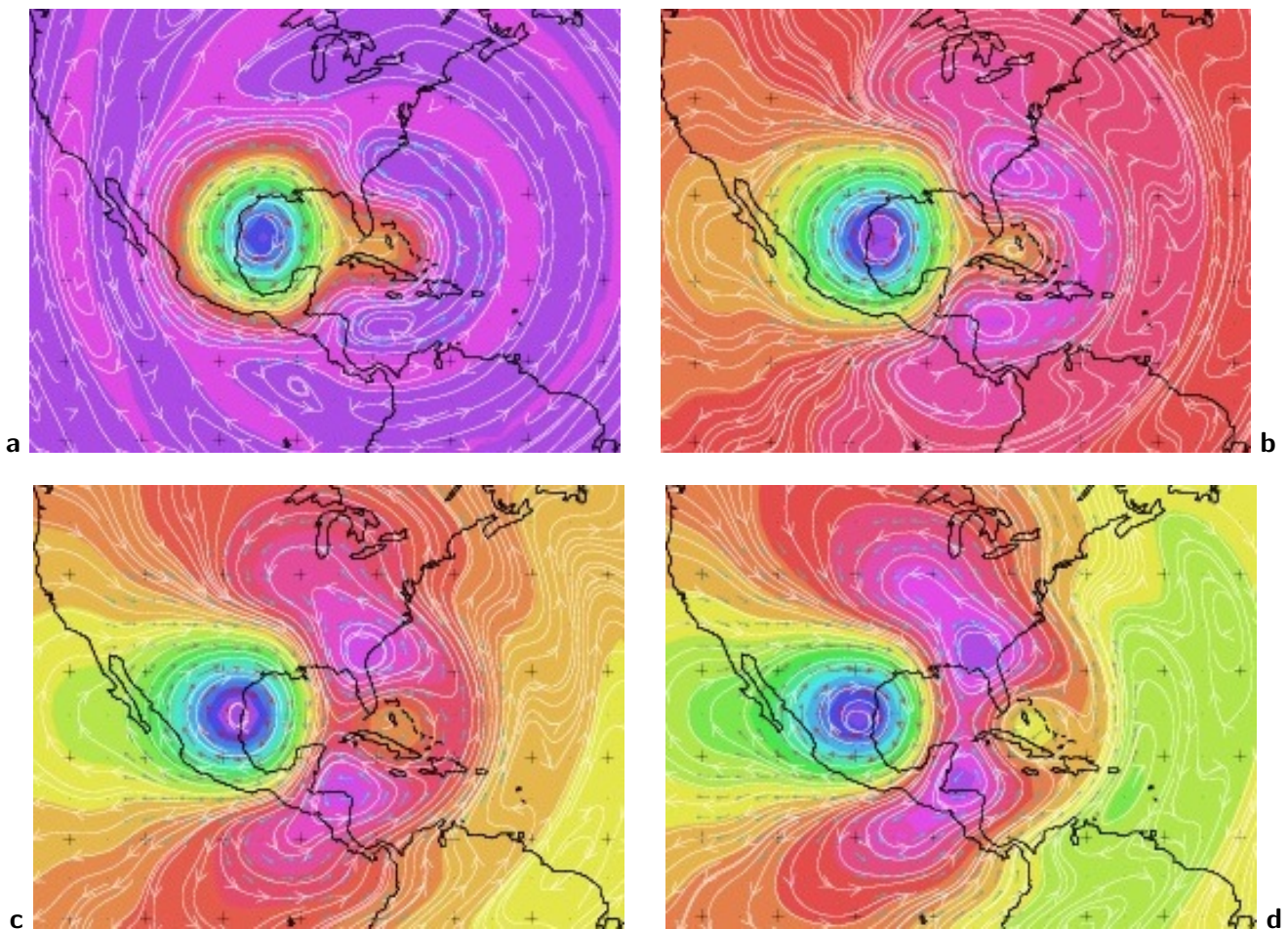


Figura 5.7: Funciones de corriente y viento no divergente para las soluciones analíticas de la ecuación de vorticidad barotrópica introduciendo el efecto  $\beta$  para: a) el tiempo inicial, b) 12 horas de pronóstico, c) 24 horas de pronóstico y d) 36 horas de pronóstico. Los dos vórtices representan anticiclones.

#### 5.4.6. Integración de toda la capa atmosférica con datos observados

Se realizó también la integración de la ecuación de vorticidad barotrópica no divergente para toda la capa atmosférica. Para obtener la función de corriente a integrar se realizaron los siguientes pasos:

1. A partir de los datos de reanálisis de las componentes del viento  $u$  y  $v$  para un determinado día, se obtuvo la función de corriente  $(\psi_1, \psi_2, \psi_3)$  para 3 capas distintas:  $\psi_1$  se obtuvo en la primera capa que va de los 850 a los 700 hPa,  $\psi_2$  en la segunda capa que va de 600 a 500 hPa, y  $\psi_3$  en la tercera capa, que va de los 300 a los 200 hPa.
2. Se obtiene un promedio simple de las tres funciones de corriente:  $\bar{\psi} = \frac{1}{3}(\psi_1 + \psi_2 + \psi_3)$ .
3. Al hacer este promedio se pueden perder algunos detalles de los vórtices. Entonces se suma una función de corriente analítica del tipo Adem  $\psi_A$  a la función de corriente promedio:  $\psi = \bar{\psi} + \psi_A$ . Esta función de corriente es la que se integró en la ecuación de vorticidad.

Este procedimiento se realizó para obtener un flujo suave, ya que a veces el modelo barotrópico puede ser inestable cuando se trabaja con datos observados. Como ejemplo, se tomó como dato inicial el promedio de la componentes del viento para el 26 de octubre de 1998. Los campos medios para cada capa se presentan en las Figuras 5.8 y 5.9.

Se obtuvo la función de corriente promedio para toda la capa atmosférica (850-200 hPa) para un periodo de 36 horas, tomando como datos iniciales los promedios para el día 26 de octubre de 1998. En la Figura 5.10a se muestra ese campo inicial. Las Figuras 5.10b-d muestran los campos de función de corriente para  $t = 12, 24$  y 36 horas respectivamente. Se visualizan los vórtices que representan tanto al ciclón tropical como al anticiclón de verano. En el tiempo  $t = 12$  se observa el fortalecimiento del vórtice ciclónico y su acercamiento a la costa de Honduras, mientras que para un  $t = 24$  se pierde un poco su definición, sin embargo, el movimiento que presenta durante este periodo de tiempo es hacia el oeste-suroeste, parecido a las observaciones.

Otro aspecto a recalcar es que al anticiclón de verano perdió definición con el paso del tiempo. Sin embargo, si fue posible observar que el giro anticiclónico derivado de este sistema fue el que moduló la trayectoria del ciclón tropical, quedando prácticamente "atrapado" en su flujo externo. Cabe destacar que según las observaciones, durante la etapa de pronóstico (que fue de aproximadamente un día y medio, entre las 00Z del día 26 y las 12Z del día 27 de octubre de 1998) el huracán Mitch no se movió mucho de su posición inicial, manteniéndose casi estacionario al noreste de Honduras. Esto se pudo ver reflejado en la solución del modelo barotrópico, así como la dirección que tomó el vórtice ciclónico al interactuar con el flujo del anticiclón de verano.

Una de las principales desventajas de la utilización de datos observados en la obtención de la solución de la ecuación de vorticidad barotrópica no divergente, es la poca estabilidad que se alcanza, incluso en pequeños lapsos de tiempo. Debido a que la función de corriente es siempre una función suave, ya que involucra las soluciones de la ecuación de Laplace (Vretblad 2003), las inestabilidades observadas en los resultados pueden surgir a partir del producto de un gradiente con una función, en este caso, el jacobiano  $J(\psi, \nabla^2 \psi)$ . Por esta razón, se calculó la función de corriente promediada para toda la capa atmosférica y la adición de una función analítica del tipo Adem, como método de corrección.

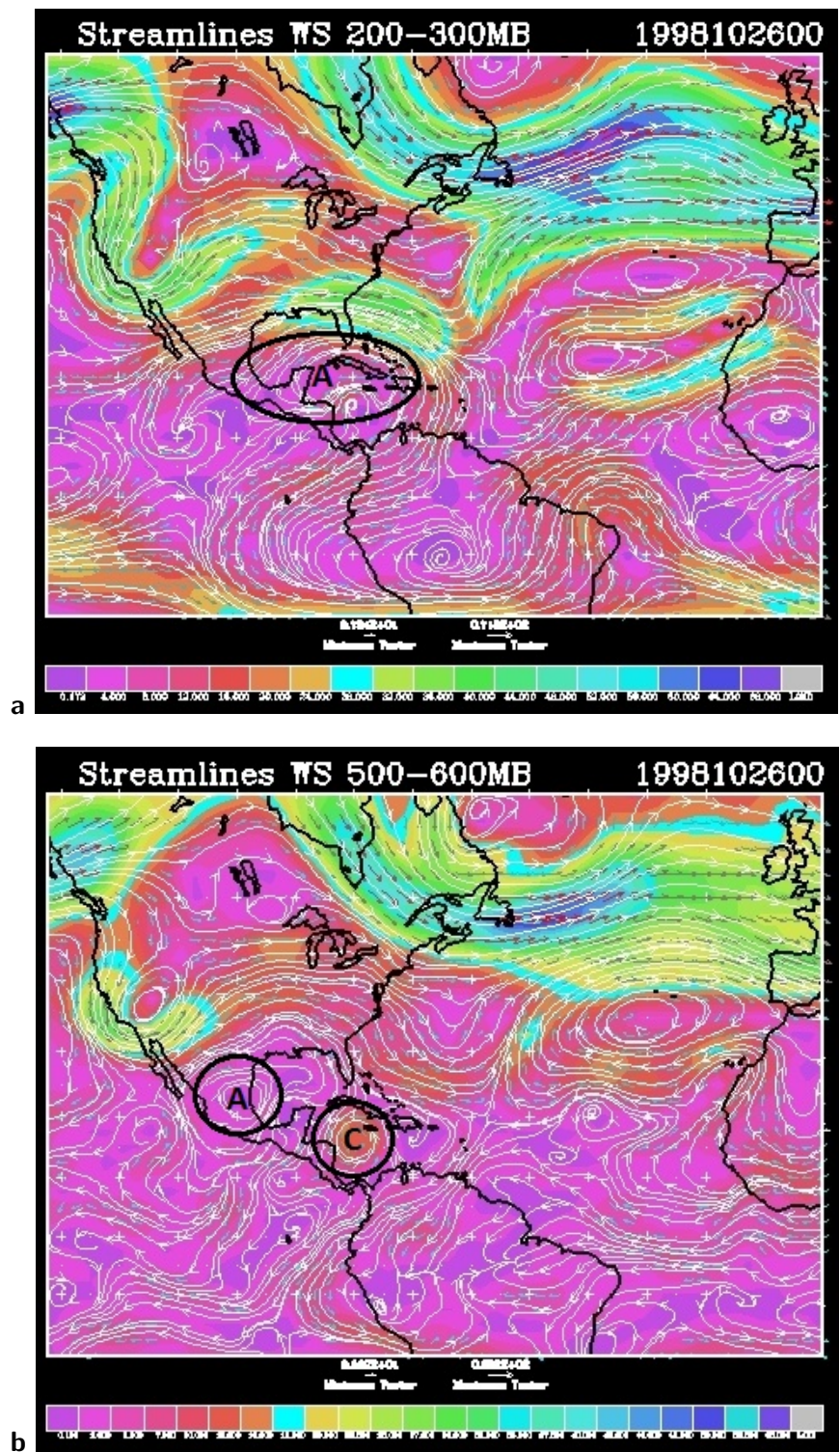


Figura 5.8: Líneas de corriente para el promedio del campo de viento del día 26 de octubre de 1998 para a) el promedio de 200-300 hPa y b) el promedio de 500-600 hPa. En colores se grafica la velocidad del viento. **A** representa un anticiclón y **C** un ciclón.

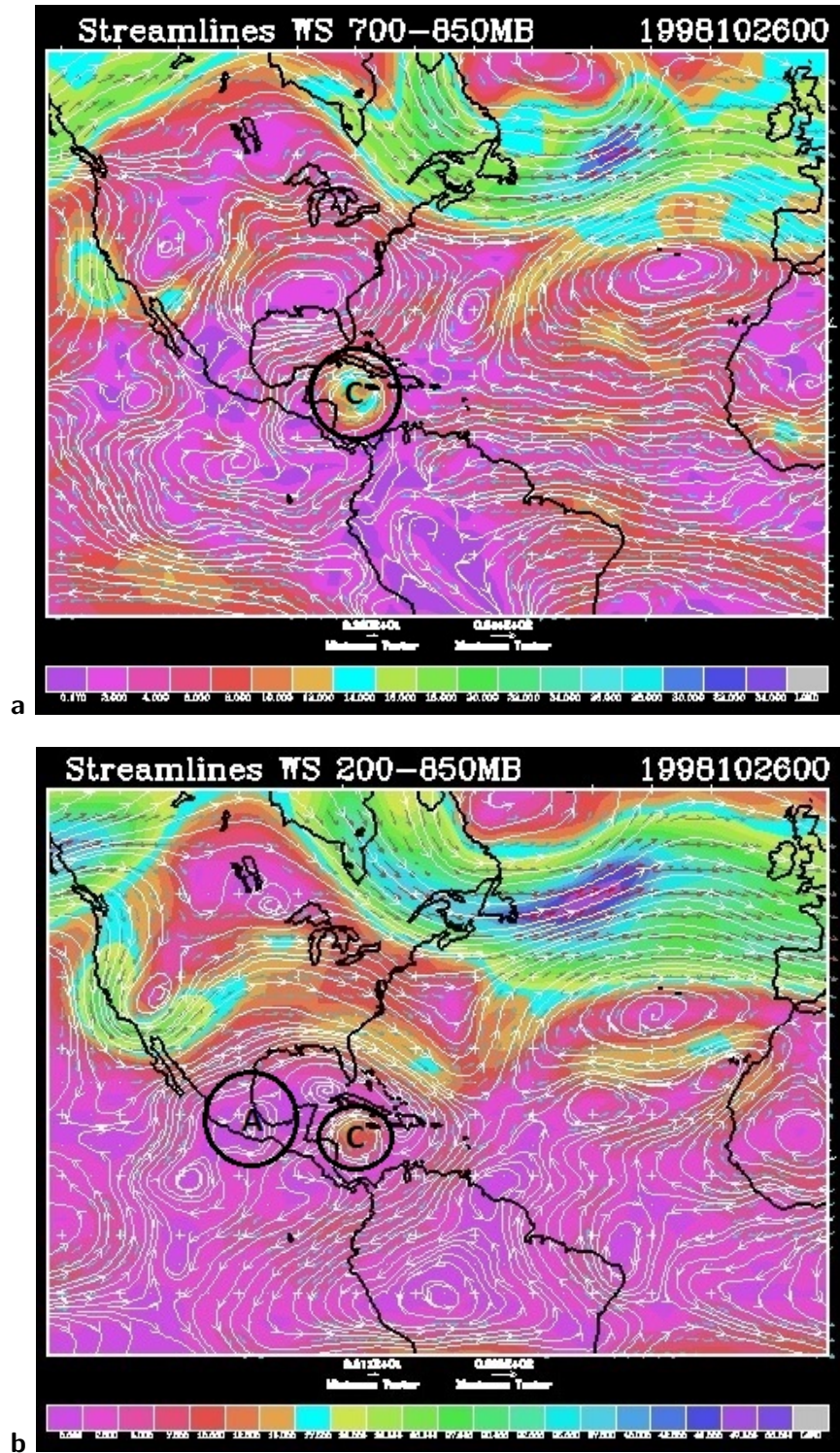


Figura 5.9: Líneas de corriente para el promedio del campo de viento del día 26 de octubre de 1998 para a) el promedio de 750-800 hPa y b) el promedio para toda la capa de 200-850 hPa. En colores se grafica la velocidad del viento. **A** representa un anticiclón y **C** un ciclón.

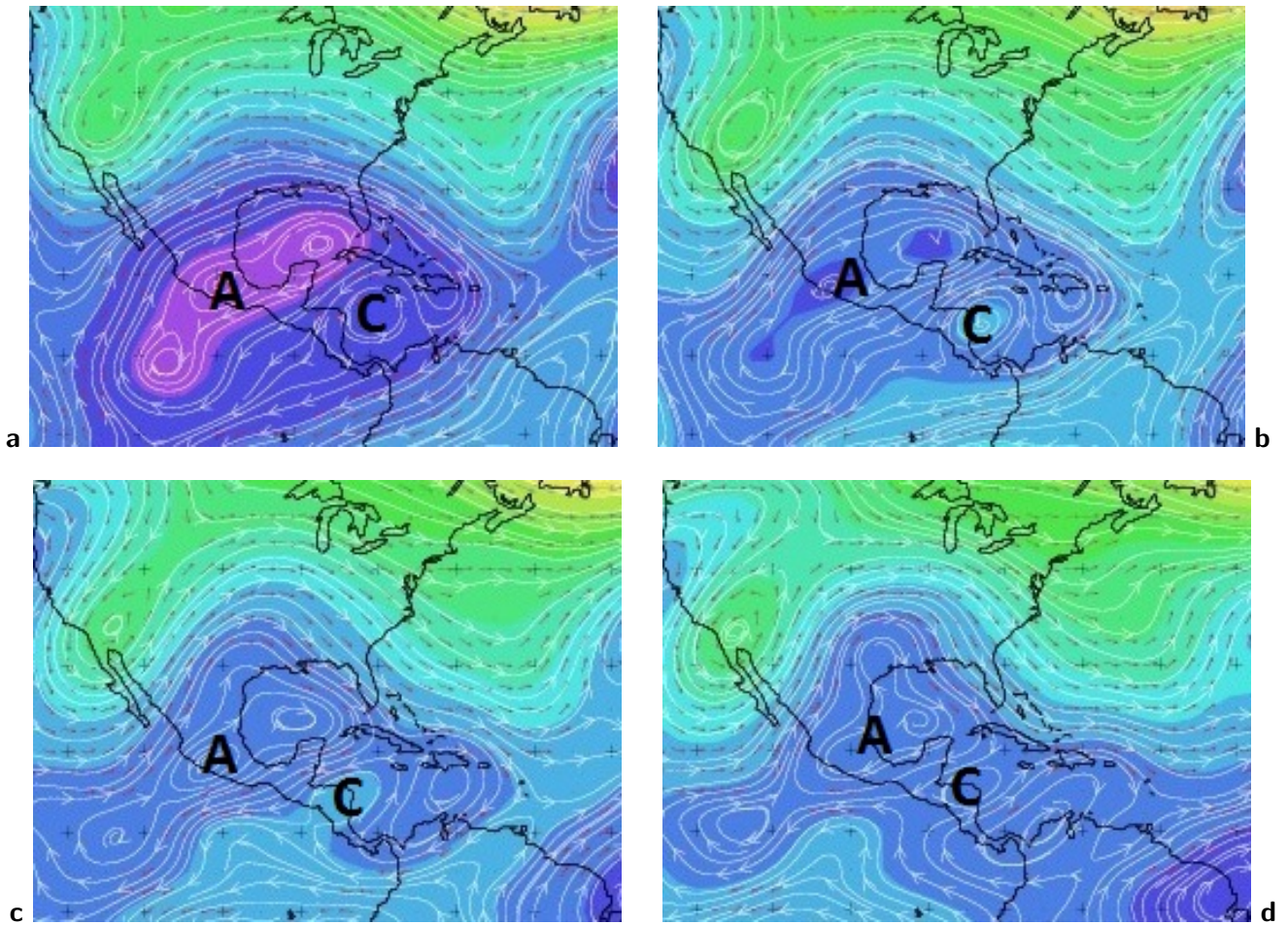


Figura 5.10: Función de corriente y viento no divergente para la solución de la ecuación de vorticidad barotrópica en la capa promediada desde los 850 hasta los 200 hPa para a) el tiempo inicial, b) 12 horas de pronóstico, c) 24 horas de pronóstico y d) 36 horas de pronóstico. **A** representa un anticiclón y **C** un ciclón.



### 5.4.7. Introducción del término de divergencia

El modelo barotrópico no divergente es usado para el pronóstico de corto alcance para el nivel de altura geopotencial de 500 hPa sobre un área limitada. Sin embargo, cuando se usa este modelo operativamente sobre un dominio establecido, se ha observado que las ondas largas se mueven hacia el oeste mientras que las observaciones de la atmósfera muestran que son estacionarias o tienen un movimiento lento (Coiffier 2011).

Para atenuar este efecto y para observar el comportamiento de la atmósfera en otras condiciones, es necesario tomar en cuenta un término promedio de divergencia en la ecuación de vorticidad. Este término puede ser calculado usando una evaluación geostrófica de los términos de advección en la ecuación de continuidad. Como el viento geostrófico  $\mathbf{V}$  es perpendicular al gradiente geopotencial, se introduce un valor medio del geopotencial  $\Phi^*$ , y se obtiene:

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} = -\Phi \nabla \cdot \mathbf{V} \equiv -\Phi^* \nabla \cdot \mathbf{V} \quad (5.19)$$

Haltiner (1971) planteó que:

$$\frac{\partial \zeta^*}{\partial t} + \mathbf{V}^* \cdot \nabla (\zeta^* + f) = M' \frac{\partial \Phi^*}{\partial t} \quad \text{donde} \quad M' = \frac{\bar{f} \rho_0 A_0}{p_0} = \frac{\bar{f} A_0}{RT} \quad (5.20)$$

Donde  $A_0$  es una función empírica que depende de la presión, que muchas veces es tomada como constante,  $R$  es la constante de los gases ideales,  $T$  la temperatura y  $p_0$  es la presión en el nivel de referencia. Utilizando la aproximación geostrófica, la Ec. 5.20 se convierte en:

$$(\nabla^2 - M) \frac{\partial z}{\partial t} + J \left[ z, \left( \frac{g}{f} \nabla^2 z + f \right) \right] = 0 \quad \text{donde} \quad M = f^2 \frac{A_0}{RT_0}, \quad \Phi = gz \quad (5.21)$$

El efecto de introducir el término divergente en la ecuación de vorticidad barotrópica es el de reducir la velocidad de las ondas sinusoidales, especialmente las ondas largas. Así que, para realizar el experimento, fue necesario obtener un valor numérico para la constante  $M$  que se adecue a la situación, el cual fue de  $2.0 \times 10^{-12} \text{ m}^{-2}$ . El valor de  $A_0$  que se tomó para realizar el experimento fue de 21,  $R = 287 \text{ J/kg}\cdot\text{K}$  (la constante del aire seco), y  $T = 253 \text{ K}$  (la temperatura aproximada a la altura geopotencial de 500 hPa), mientras que  $f^2 \approx 10^{-8} \text{ m}^{-4}$ . Al valor de  $M$  se le conoce también como término de estabilización de onda larga e incrementa cuando el valor medio del geopotencial  $\Phi^*$  decrece.

El experimento se realizó para un periodo de 48 horas. La Figura 5.11 muestra los campos de función de corriente cada 12 horas desde  $t = 0$  hasta  $t = 36$ , utilizando la ecuación de vorticidad barotrópica con efecto  $\beta$ , y un valor para el término de divergencia de  $M = 2.0 \times 10^{-12} \text{ m}^{-2}$ . Los vórtices representan al anticiclón de verano (a la izquierda) y el anticiclón inducido por el ciclón tropical (a la derecha) y su separación inicial es de  $15^\circ$  (aproximadamente 1,600 kilómetros).

Se pudo observar que la interacción de estos vórtices induce una circulación ciclónica al oeste del anticiclón de verano. También fue posible notar que ambos vórtices se repelen en menor medida que en el caso en el que no se incluye el término divergente (Sección 5.4.5). Entonces, se sugiere que el término de divergencia tiende a estabilizar la solución, detiene el movimiento del anticiclón de verano, manteniéndolo casi estacionario, y refuerza al anticiclón más pequeño al cabo de 36 horas de pronóstico (Fig. 5.11d).

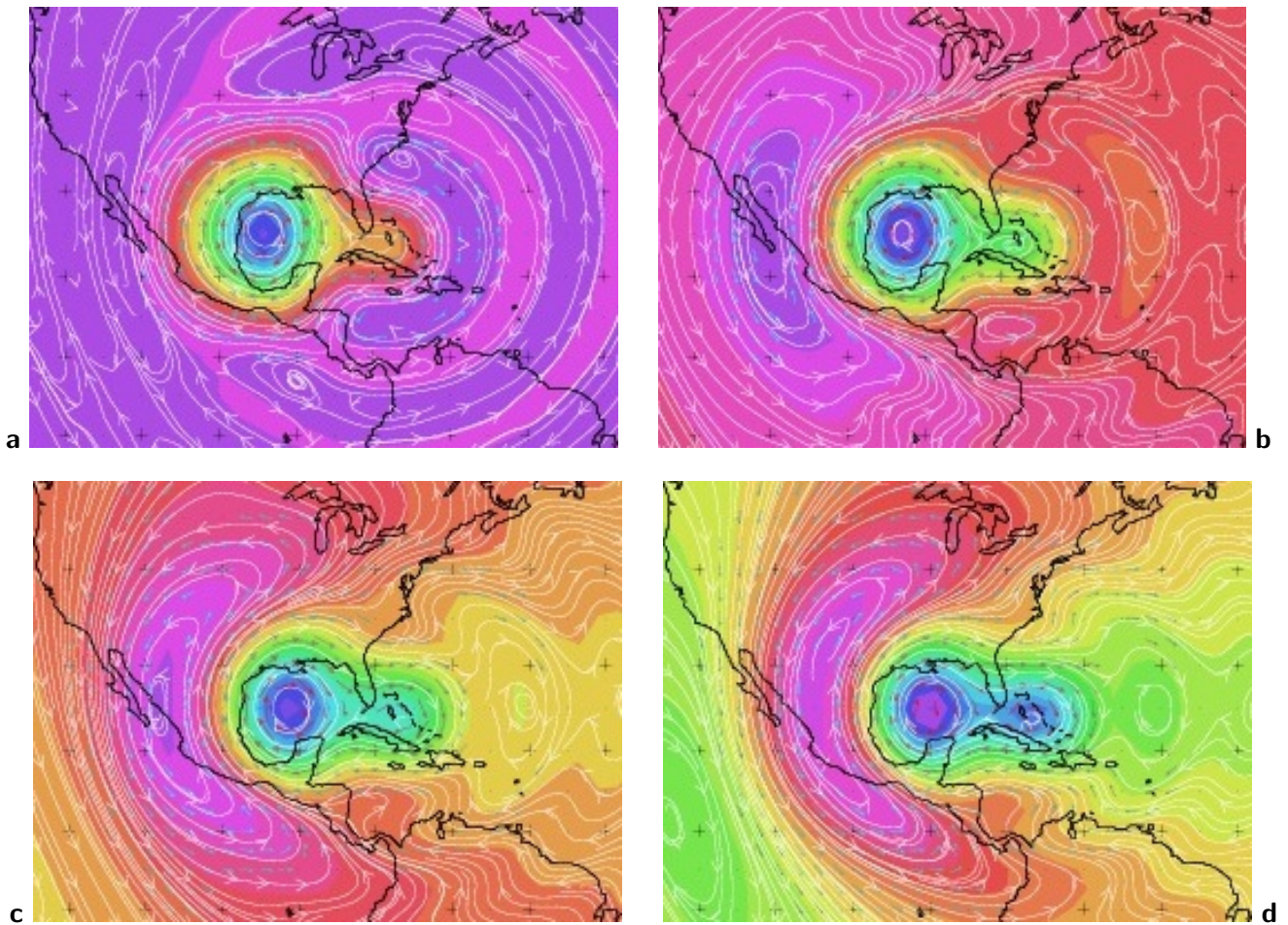


Figura 5.11: Funciones de corriente y viento no divergente para las soluciones analíticas de la ecuación de vorticidad barotrópica introduciendo el efecto  $\beta$  y el término de divergencia para: a) el tiempo inicial, b) 12 horas de pronóstico, c) 24 horas de pronóstico y d) 36 horas de pronóstico. Los dos vórtices representan anticiclones.

Los resultados que arrojó el modelo barotrópico al incorporar el término de divergencia, sugieren que el anticiclón inducido por un ciclón tropical en los niveles altos de la troposfera se puede fortalecer debido a la interacción con el anticiclón de verano, y por consiguiente, incrementar la posibilidad de que el ciclón tropical se intensifique. Con estos resultados se explicaría por qué en algunos casos de estudio vistos anteriormente, el ciclón tropical se intensificó al estar cerca del anticiclón de verano.

Como sugerencia para trabajos futuros, se puede incorporar y analizar más términos forzantes y disipativos de la ecuación de vorticidad barotrópica. De esta manera se podrán obtener mejores resultados.

## Capítulo 6

# Conclusiones

En esta tesis se ha investigado el efecto de la interacción entre el anticiclón de verano de Norteamérica (AVN), (presente sobre Estados Unidos, México, Centroamérica y el Caribe en los meses de verano) y algunos ciclones tropicales, por lo tanto el análisis se enfocó en estudiar el comportamiento de los sistema en los niveles altos de la troposfera (200-300 hPa).

El estudio de la interacción de estos sistemas es de vital importancia a la hora de hacer un pronóstico certero y para entender uno de los mecanismos más importantes en el proceso de intensificación de un ciclón tropical. Hasta el momento se han hecho pocos estudios relacionados con este tema de investigación, sin embargo ya se contaba con algunos antecedentes en los que se vincula a la TUTT (vaguada tropical de la alta troposfera), como parte de las condiciones propicias para la intensificación de un ciclón tropical en el Pacífico occidental (Sadler 1976; Riehl 1948).

Se estudiaron siete ciclones tropicales del Océano Atlántico, cuyo impacto ha sido muy grande en México, Centroamérica, el Caribe y Estados Unidos. Estos ciclones tropicales fueron Roxanne (1995), Mitch (1998), Katrina (2005), Rita (2005), Stan (2005), Ike (2008) y Alex (2010).

Para el caso de estudio relacionado con el huracán Roxanne, en octubre de 1995, se pudo observar que el AVN y el ciclón tropical en la mayor parte del tiempo coexistieron de manera separada. El ciclón tropical estaba en los alrededores del vórtice producido por el AVN sin embargo no se logró apreciar una interacción fuerte durante las etapas de desarrollo y madurez. Fue hasta la etapa de disipación, cuando Roxanne iba a entrar a tierra por segunda ocasión, que se pudo tener una posible interacción entre el ciclón tropical y el AVN. En esos días se observó un anticiclón de gran tamaño en los niveles altos, lo que coincidió con el incremento de las precipitaciones en el sureste de México, en especial en los estados de Tabasco y Veracruz.

El huracán Mitch (octubre-noviembre de 1998) tuvo una interacción con el AVN un poco diferente a la que tuvo Roxanne. A través del estudio de los mapas de reanálisis y de los resultados de los modelos, se sugiere que el AVN pudo servir como guía al ciclón tropical, modificando su trayectoria y haciendo que impactara sobre Centroamérica. Durante su fase de madurez se pudo distinguir un anticiclón de gran tamaño en los niveles

altos de la troposfera sobre la perturbación ciclónica en los niveles bajos, lo cual coincidió con la fecha en que Mitch alcanzó su máxima intensidad.

Para la interacción de Katrina (agosto de 2005) con el AVN se observó que éste pudo haber modificado su trayectoria cuando Katrina cruzaba la Florida y el Golfo de México. Una vez que el ciclón llegó a la costa sur de Estados Unidos, el flujo de gran escala del AVN pudo haber servido como guía para que Katrina impactara los estados de Louisiana y Mississippi.

El huracán Rita (septiembre de 2005) tuvo una interacción peculiar con el flujo ambiental y el AVN. El ciclón en su etapa de desarrollo y madurez, quedó influenciado por un flujo zonal en niveles bajos generando puntos silla asociados a la deformación producida por el ciclón tropical, mientras que en altura, una vez que el sistema entró al Golfo de México, fue posible ver que el AVN pudo haber actuado como una guía que modificó la trayectoria del huracán hacia el sur de Estados Unidos.

Para el caso del huracán Stan (octubre de 2005), se sugiere que la interacción que tuvo con el AVN fue con un vórtice anticiclónico inducido por el mismo huracán en los niveles altos de la troposfera. Esto fue posible observarlo una vez que el ciclón tropical atravesó la Península de Yucatán y estaba próxima a entrar al Golfo de México, y que coincidió cuando Stan alcanzó su máxima intensidad. Además fue posible determinar la formación de un punto silla entre los vórtices. Posteriormente, la dorsal oeste del AVN pudo haber modificado la trayectoria de Stan sobre el territorio mexicano.

El huracán Ike (septiembre de 2008) tuvo una interacción interesante con el AVN, muy similar a la que tuvo Stan. Cuando Ike atravesó Cuba y entró al Golfo de México fue posible ver el acercamiento de los vórtices anticiclónicos. Luego que se dio esta interacción, es posible que el flujo del AVN haya servido como guía del ciclón tropical hacia el estado de Texas.

La interacción del huracán Alex (junio-julio 2010) se pudo observar cuando el ciclón tropical se localizó al norte de México, antes de tocar tierra y cuando el ciclón ya se encontraba sobre el continente. El AVN pudo haber modificado la trayectoria del huracán, guiándolo hacia el territorio mexicano. Cuando Alex entró a tierra, el AVN se expandió, lo que coincidió con el incremento de las precipitaciones en el norte de México, especialmente en los estados de Tamaulipas y Nuevo León.

En resumen, se pudo observar que el anticiclón de verano de Norteamérica puede interactuar de dos maneras distintas con un ciclón tropical:

1. Asemajando una fusión de vórtices (el AVN y el anticiclón en altura inducido por el ciclón tropical). Este mecanismo pudo haber apoyado la convergencia en superficie a través del incremento de la extensión del anticiclón de verano y la divergencia en niveles altos. Esto también se pudo observar en el experimento realizado con el modelo barotrópico al incluir el término de divergencia.
2. Acoplamiento del ciclón tropical en el flujo de mayor escala producido por el AVN. En este caso el ciclón tropical debe ser lo suficientemente profundo para ser obligado a seguir el flujo en altura, que por lo general está dado por las crestas del AVN, y de este modo modificar su trayectoria natural, que es hacia el noroeste según el efecto  $\beta$ .

También fue posible reproducir de manera aproximada el campo de viento a través de un ajuste de una superficie cuadrática a los datos de viento observados. Se identificaron algunas características del sistema dinámico asociado al campo de viento local, que con el sistema lineal no se pueden obtener, por lo que el ajuste de la superficie cuadrática representa una mejor aproximación que si solo se usara un ajuste lineal.

A través de los experimentos numéricos realizados con la ecuación de vorticidad barotrópica fue posible observar que el AVN puede servir como guía en el movimiento del ciclón tropical y modificar su trayectoria. También que el movimiento natural de un anticiclón aislado considerando el efecto  $\beta$  es hacia el oeste-suroeste, contrario al movimiento de un ciclón tropical, que es hacia el noroeste. Asimismo se observó que al introducir el término de divergencia en la ecuación de vorticidad, un anticiclón de menor tamaño puede verse fortalecido si se encuentra en la vecindad de uno de mayor tamaño. En el caso particular, es posible sugerir que el anticiclón de verano puede intensificar al anticiclón que induce un ciclón tropical en altura, lo que puede causar que los movimientos convectivos se vean fortalecidos y por lo tanto causar más precipitaciones en el área afectada por el ciclón.

Con este trabajo se abre una amplia gama de posibilidades para la aplicación del estudio de vórtices en la atmósfera y sus implicaciones en la meteorología, como por ejemplo:

1. Estudio dinámico de la interacción de los ciclones tropicales en el área de Norteamérica con otros sistemas atmosféricos.
2. Estudio de los efectos de los sistemas atmosféricos en la alta troposfera sobre los mecanismos de formación e intensificación de los ciclones tropicales.
3. Análisis de la circulación tropical de la atmósfera vista como un sistema dinámico.
4. Estudios numéricos de resonancia en sistemas atmosféricos oscilatorios acoplados.
5. Incorporación de la dinámica no lineal en el estudio de los sistemas dinámicos producidos por la interacción de vórtices atmosféricos.

En esta investigación solamente se analizaron ciclones del Océano Atlántico que han azotado la región de Norteamérica, sin embargo, la metodología puede ser utilizada para realizar estudios con ciclones tropicales de otras cuencas, en especial la del Pacífico Oriental, que también se ve afectada por la presencia del anticiclón de verano de Norteamérica. Por lo tanto, para enriquecer los resultados obtenidos en este trabajo se sugiere continuar con el estudio de la interacción de los ciclones tropicales del Océano Pacífico Oriental con el AVN, de modo que se pueda tener más vigilancia de los fenómenos atmosféricos en las cuencas oceánicas que rodean a México y Centroamérica.

Para finalizar, cabe mencionar que en este trabajo se abordó el estudio de la interacción de vórtices, los sistemas dinámicos que se generan a través de un proceso de linealización, el comportamiento del campo de viento y los efectos que ese proceso juega en la dinámica e intensificación de los ciclones tropicales, sin embargo, es necesario la realización de más investigaciones para entender mejor este fenómeno, su integración en los modelos numéricos y el pronóstico del tiempo atmosférico en los trópicos.

# Referencias

1. Adams, D., y A. C. Comrie, (1997). The North American monsoon. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2197-2213.
2. Adem, J., (1956). A series solution for the barotropic vorticity equation and its application in the study of atmospheric vortices. *Tellus*, **8(3)**, 364-372.
3. Anthes, R., (1982). Tropical cyclones: their evolution, structure and effects. *Meteorological Monographs*, Vol. 19, N° 41, Amer. Meteor. Soc., 208 páginas.
4. Ávila, L., (1995). Preliminary Report Hurricane Roxanne (AL191995) 7-21 October 1995. National Hurricane Center, Miami.
5. Berg, R., (2009). Tropical Cyclone Report Hurricane Ike (AL092008) 1 - 14 September 2008. National Hurricane Center, Miami.
6. Bergeron, T., (1954). Review of Modern Meteorology - 12. The problem of tropical hurricanes. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **80(344)**, 131-164.
7. Beven, J. L., Ávila, L. A., Blake, E. S., Brown, D. P., Franklin, J. L., Knabb, R. D., y S. R. Stewart, (2008). Atlantic hurricane season of 2005. *Mon. Wea. Rev.*, **136(3)**, 1109-1173.
8. Brown, D. P., Beven, J. L., Franklin, J. L., y E. S. Blake, (2010). Atlantic Hurricane Season of 2008. *Mon. Wea. Rev.*, **138(5)**, 1975-2001.
9. Chan, J. C. L., y R. T. Williams, (1987). Analytical and numerical studies of the beta-effect in tropical cyclone motion. Part I: Zero mean flow. *J. Atmos. Sci.*, **44(9)**, 1257-1265.
10. Chang, S. W., (1983). A numerical study of the interactions between two tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1806-1817.
11. Coiffier, J., (2011). Fundamentals of numerical weather prediction. *Cambridge University Press*, 340 páginas.
12. Colon, J. A., y W. R. Nightingale, (1963). Development of tropical cyclones in relation to circulation patterns at the 200 mb level. *Mon. Wea. Rev.*, **91**, 329-336.

13. CONAGUA, (2012). Análisis de las temporadas de huracanes de los años 2009, 2010 y 2011 en México. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. ISBN: 978-607-8246-30-4.
14. Constantin, P., (1989) Integral manifolds and inertial manifolds for dissipative partial differential equations, *Springer-Verlag*, 122 páginas.
15. DeMaría, M., (1985). Tropical cyclone motion in a nondivergent barotropic model. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1199-1209.
16. Deppermann, C. E., (1947). Notes on the origin and structure of Philippine typhoons. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **28**, 385-394.
17. Domínguez, C., (2012). El papel de los ciclones tropicales en el clima de México. *Tesis de Maestría*, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Ciencias de la Atmósfera, México D.F, 89 páginas.
18. Elsberry, R. L., (1995). Global perspectives on tropical cyclones. Capítulo 4 WMO/TD-No. 693, *World Meteor. Organiz.*, Geneva, 106-197.
19. Farfán, L. M., Prieto, R., Martínez-Sánchez, J. N., y R. Padilla, (2015). Capítulo 2: Ciclones tropicales y su influencia en México. En T. Cavazos (ed.), *Conviviendo con la Naturaleza: El problema de los desastres asociados a fenómenos hidrometeorológicos y climáticos en México*. REDESClim, México, Ediciones ILCSA, pp. 47-76.
20. Fujiwhara, S., (1931). Short note on the behavior of two vortices. *Nippon Sugaku-Buturigakkwai Kizi Dai 3 Ki*, **13(3)**, 106-110.
21. Griffiths, R. W., y E. J. Hopfinger, (1987). Coalescing of geostrophic vortices. *J. Fluid Mech.*, **178**, 73-97.
22. Guiney, J. L., y M. B. Lawrence, (1999). Preliminary Report Hurricane Mitch (AL131998) 22 October - 5 November 1998. National Hurricane Center, Miami.
23. Haltiner, G. J., (1971). Numerical weater prediction. *John Wiley & Sons Inc.*, 371 páginas.
24. Herrera, L. E., (2011). Interacción trascientos - flujo medio y el clima en Mesoamérica. *Tesis de Maestría*, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Ciencias de la Atmósfera, México D.F., 63 páginas.
25. Hirsch M. W., y S. Smale, (1974). Differential equations, dynamical systems and linear algebra. *Academic Press*, New York, 358 páginas.
26. Holton, J. R., y G. J. Hakim, (2012). An introduction to dynamic meteorology. 4° Ed., Elsevier Academic Press, USA, 535 páginas.
27. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K-C., Ropelewski C., Leetmaa A., Reynolds R., y R. Jenne, (1996). The NCEP/NCAR Re-analysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437 – 471.
28. Knabb, R. D., Rhome, J. R., y D. P. Brown, (2005). Tropical Cyclone Report Hurricane Katrina (AL122005) 23-30 August 2005. National Hurricane Center, Miami.

29. Knabb, R. D., Brown, D. P., y J. R. Rhome, (2006). Tropical Cyclone Report Hurricane Rita (AL182005) 18-26 September 2005. National Hurricane Center, Miami.
30. Li, X., y B. Wang, (1996). Acceleration of the hurricane beta drift by shear strain rate of an environmental flow. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 327-334.
31. Lander, M., y G. J. Holland, (1993). On the interaction of tropical-cyclone-scale vortices. I: Observations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **119(514)**, 1347-1361.
32. Melander, M. V., Zabusky, N. J., & J. C. McWilliams, (1988). Symmetric vortex merger in two dimensions: causes and conditions. *J. Fluid Mech.*, **195**, 303-340.
33. Palmén, E., (1948). On the formation and structure of tropical hurricanes. *Geophysica*, **3(1)**, 26-38.
34. Palmén, E., y C. W. Newton, (1969). Atmospheric circulation systems: their structure and physical interpretation. *International Geophysics Series*, Vol. 13, New York, Academic Press, 603 páginas.
35. Pasch, R. J., Ávila, L. A., y J. L. Guiney, (2001). Atlantic hurricane season of 1998. *Mon. Wea. Rev.*, **129(12)**, 3085-3123.
36. Pasch, R. J. y D. P. Roberts, (2006). Tropical Cyclone Report Hurricane Stan (AL202005) 1-5 October 2005. National Hurricane Center, Miami.
37. Pasch, R. J., (2010). Tropical Cyclone Report Hurricane Alex (AL012010) 25 June - 2 July 2010. National Hurricane Center, Miami.
38. Pérez-García, I., (2001). Análisis de la ecuación de vorticidad barotrópica atmosférica por medio del método espectral. *Tesis de Maestría*, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Ciencias de la Atmósfera, México D.F, 165 páginas.
39. Pérez-García, I., Aguilar, A., y G. Zintzún, (2008). El anticiclón de verano y los ciclones tropicales. *XVII Congreso de la OMMAC*, Monterrey, México.
40. Pérez-García, I., y Y. N. Skiba, (1999). Simulation of exact barotropic vorticity equation solutions using a spectral model. *Atmósfera*, **12**, 223-243.
41. Pérez-García, I., (2001). Test of a numerical algorithm for the linear instability of flows on a sphere exact barotropic vorticity equation solutions using a spectral model. *Atmósfera*, **12**, 223-243.
42. Perko, L., (1996). Differential equations and dynamical systems. *Texts in Applied Mathematics*, Vol. 7, 2° Ed., Springer, 525 páginas.
43. Prieto, R., (1995). El efecto Fujiwhara en el movimiento de un par de vórtices ciclónicos. *Tesis de Maestría*, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Ciencias de la Atmósfera, México D.F., 53 páginas.
44. Ramage, C. S., (1959). Hurricane development. *Journal of Meteorology*, **16(3)**, 227-237.



45. Ramage, C. S., (1974). Monsoonal influences on the annual variation of tropical cyclone development over the Indian and Pacific Oceans. *Mon. Wea. Rev.*, **102(11)**, 329-336.
46. Reyes, S., Douglas, M., y R. Maddox, (1994). El monzón del suroeste de Norteamérica (TRAVASON/SWAMP). *Atmósfera*, **7**, 117-137.
47. Riehl, H., (1948). Aerology of tropical storms. *Compendium of Meteorology*, T.F. Malone, Ed., Amer. Meteor. Soc., 902-913.
48. Rossby, C. G., (1948). On displacement and intensity changes of atmospheric vortices. *J. Marine Res.*, **7**, 175-196.
49. Sadler, J. C., (1976). A role of the tropical upper tropospheric trough in early season typhoon development. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 1266-1278.
50. Saffir, H. S., (2003). Communicating damage potentials and minimizing hurricane damage. *Hurricane! Coping with disaster: Progress and challenges since Galveston, 1900*. American Geophysical Union (AGU), 155-164.
51. Simpson, R. H., y A. L. Sugg, (1970). The Atlantic hurricane season of 1969. *Mon. Wea. Rev.*, **98**, 293-306.
52. Skiba, Y., (2005). Métodos y esquemas numéricos: un análisis computacional. *Dirección General de Publicaciones y Fomento Editorial*, Universidad Nacional Autónoma de México, 1° Ed., México D.F., 440 páginas.
53. Temam, R., (1997). Infinite-dimensional dynamical systems in mechanics and physics. *Springer-Verlag*, 2° Ed., New York, 648 páginas.
54. Vretblad, A., (2003). Fourier analysis and its applications. *Springer Science & Business Media*, Vol. 223, 269 páginas.
55. Wang, B., Elsberry, R. L., Wang, Y., y L. Wu, (1998). Dynamics in tropical cyclone motion: a review. *Chinese J. of Atmos. Sci.*, **22(4)**, 416-436.

## Páginas Web consultadas

1. <http://www.atlalnacionalderiesgos.gob.mx/index.php/riesgos-hidrometeorologicos/ciclones-tropicales-huracanes> (Consultada en febrero de 2015)
2. <http://www.nhc.noaa.gov/data/#tcr> (Consultada en febrero de 2015)
3. <http://www.ucar.edu/whatisncarg.html> (Consultada en abril de 2015)