



Universidad de San Carlos de Guatemala  
Escuela de Ciencias Físicas y Matemáticas  
Departamento de Física

# **ANÁLISIS NUMÉRICO DEL PASO DE LA TORMENTA TROPICAL AGATHA POR GUATEMALA**

**Dayrin Idalia Cardona Cruz**  
Asesorada por: **Dr. Enrique Pazos Avalos**

Guatemala, abril del 2024



**UNIVERSIDAD DE SAN CARLOS DE  
GUATEMALA**



**ESCUELA DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS**

**ANÁLISIS NUMÉRICO DEL PASO DE LA TORMENTA  
TROPICAL AGATHA POR GUATEMALA**

**TRABAJO DE GRADUACIÓN PRESENTADO AL  
DEPARTAMENTO DE FÍSICA POR**

**DAYRIN IDALIA CARDONA CRÚZ  
ASESORADA POR: DR. ENRIQUE PAZOS ÁVALOS**

**AL CONFERÍRSELE EL TÍTULO DE  
LICENCIADA EN FÍSICA APLICADA**

**GUATEMALA, ABRIL DEL 2024**



UNIVERSIDAD DE SAN CARLOS DE GUATEMALA  
ESCUELA DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS



**CONSEJO DIRECTIVO INTERINO**

Director	M.Sc. Jorge Marcelo Ixquiac Cabrera
Representante Docente	Arqta. Ana Verónica Carrera Vela
Representante Docente	M.A. Pedro Peláez Reyes
Representante de Egresados	Lic. Urías Amitaí Guzmán García
Representante de Estudiantes	Elvis Enrique Ramírez Mérida
Representante de Estudiantes	Oscar Eduardo García Orantes
Secretario	MSc. Freddy Estuardo Rodríguez Quezada

**TRIBUNAL QUE PRACTICÓ EL EXAMEN PRIVADO  
DE EJERCICIO PROFESIONAL SUPERVISADO**

Director	M.Sc. Jorge Marcelo Ixquiac Cabrera
Examinador	PhD. Ana Beatriz Cosenza Muralles
Examinador	PhD. Juan Adolfo Ponciano Castellanos
Examinador	M.Sc. Osmar Obdulio Hernández Aguilar
Secretario	MSc. Freddy Estuardo Rodríguez Quezada



Ref. D.DTG. 005-2024  
Guatemala 03 de abril de 2024

El Director de la Escuela de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de San Carlos de Guatemala, luego de conocer la aprobación por parte del jefe de la Licenciatura en Física Aplicada, al trabajo de graduación titulado: "ANÁLISIS NÚMÉRICO DEL PASO DE LA TORMENTA TROPICAL AGATHA POR GUATEMALA", presentado por la estudiante universitaria Dayrin Idalia Cardona Cruz, autoriza la impresión del mismo.

IMPRÍMASE.

"ID Y ENSEÑAD A TODOS"



  
M.Sc. Jorge Marcelo Ixquiac Cabrera  
Director



# AGRADECIMIENTOS

A Dios, por haberme permitido llegar hasta aquí.

A mis padres, Cirio e Idalia, por apoyarme incondicionalmente durante todos estos años e impulsarme a creer en mí misma. A mis hermanos, Jeffrey y Rocío, por sus palabras de motivación y por hacerme sonreír en momentos difíciles.

A Chris, por su cariño y apoyo, y por ser quien una gran fuente de motivación para mi vida.

A mis compañeros y amigos de universidad, por animarme y desafiarme constantemente con sus preguntas y pensamientos.

A mis profesores, por sus enseñanzas y por su disposición a responder mis dudas. En especial a mi asesor, el doctor Enrique, por su paciencia y tiempo para revisar este trabajo de graduación.



# ÍNDICE GENERAL

<b>Objetivos</b>	<b>IV</b>
<b>Introducción</b>	<b>VI</b>
<b>1. Tormentas tropicales</b>	<b>1</b>
1.1. Dinámica de las tormentas tropicales . . . . .	2
1.1.1. Ecuaciones de fluidos en un marco de referencia inercial . . . . .	2
1.1.1.1. Fuerzas en una parcela de fluido . . . . .	2
1.1.1.2. Aproximación hidrostática . . . . .	5
1.1.2. Ecuación de continuidad . . . . .	6
1.1.3. Ecuación termodinámica . . . . .	9
1.1.4. Movimiento en un marco de referencia en rotación . . . . .	10
1.1.4.1. Aceleración centrífuga . . . . .	12
1.1.4.2. Aceleración de Coriolis . . . . .	13
1.1.5. Ecuaciones de ciclones en coordenadas cilíndricas polares . . . . .	14
1.1.5.1. Fases de las tormentas tropicales . . . . .	16
1.1.5.2. Estructura de las tormentas tropicales . . . . .	17
1.2. Patrones de precipitación . . . . .	18
1.2.1. Procesos de convección . . . . .	18
1.2.2. Precipitación en un ciclón tropical . . . . .	19
1.3. Patrones de presión . . . . .	21
1.4. Estructura termodinámica . . . . .	21
1.5. Estructura del viento . . . . .	22
1.5.1. Circulación primaria . . . . .	23
1.5.2. Cizalladura vertical del viento . . . . .	24
<b>2. Modelos climáticos</b>	<b>27</b>
2.1. Modelos de circulación global . . . . .	28
2.2. Modelos climáticos regionales . . . . .	30
2.3. Descripción de RegCM . . . . .	31
2.3.1. Componentes del modelo . . . . .	31
2.3.2. Dinámica del modelo . . . . .	34
2.3.3. Parametrizaciones del modelo . . . . .	35
2.3.4. Herramientas gráficas del modelo . . . . .	38
<b>3. Comparación con esquemas de precipitación</b>	<b>40</b>
3.1. Esquema de precipitación Emanuel . . . . .	40
3.1.1. Base observacional . . . . .	41
3.1.2. Diseño del esquema . . . . .	41
3.1.3. Comparación con otros esquemas . . . . .	43
3.2. Esquema de precipitación Tiedtke . . . . .	44
3.2.1. Suposiciones básicas . . . . .	44
3.2.2. Diseño del esquema . . . . .	45
3.2.3. Ventajas y desventajas . . . . .	46
3.3. Esquema de precipitación Kain-Fritsch . . . . .	46

3.3.1.	Base observacional . . . . .	46
3.3.2.	Dinámica del esquema . . . . .	47
3.3.3.	Comparación con otros esquemas . . . . .	48
<b>4.</b>	<b>Distribuciones de variables usando RegCM</b>	<b>51</b>
4.1.	Origen de la tormenta tropical Agatha . . . . .	52
4.2.	Evolución de las variables climatológicas . . . . .	57
4.2.1.	Precipitación . . . . .	57
4.2.2.	Presión . . . . .	59
4.2.3.	Temperatura . . . . .	60
4.2.4.	Vientos . . . . .	63
4.3.	Comparación con datos históricos . . . . .	69
4.3.1.	Bases de datos utilizadas . . . . .	69
4.3.2.	The Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station (CHIRPS) . . . . .	70
4.3.3.	Misión de Medición de las Lluvias Tropicales (TRMM) . . . . .	72
	<b>Conclusiones</b>	<b>76</b>
	<b>Recomendaciones</b>	<b>79</b>
	<b>Bibliografía</b>	<b>82</b>

# Objetivos

## General

Analizar los efectos de la tormenta tropical Agatha de 2010 en términos de los valores extremos de precipitación, temperatura, viento y presión atmosférica a su paso por el territorio guatemalteco.

## Específicos

1. Utilizar el modelo climático regional RegCM para analizar el paso de la tormenta por el territorio guatemalteco.
2. Evaluar las variaciones en la precipitación, temperatura, presión atmosférica y en el viento antes, durante y después de la tormenta.
3. Evaluar la validez de los resultados de las simulaciones con datos de estaciones meteorológicas, utilizando tres esquemas de precipitación: Emanuel, Tiedtke y Kain-Fritsch.



# Introducción

La tormenta Agatha fue una tormenta tropical que impactó el territorio guatemalteco del 29 de mayo al 1 de junio del 2010. Esta tormenta fue un ciclón tropical que se originó al Este del Océano Pacífico el 24 de mayo, cerca de las costas de Costa Rica, y se desplazó a las costas de Guatemala entre el puerto de San José y la frontera con México [11]. La tormenta Agatha afectó a muchos países de Centroamérica durante su paso a finales de mayo del 2010. Agatha provocó fuertes lluvias, derrumbes e inundaciones, e incluso muertes, heridas y desapariciones en las regiones afectadas [34]. Se registró como una de las tormentas tropicales más fuertes en afectar a Guatemala y haber dejado caer la lluvia más larga en el país desde 1963 [2].

Se han realizado, a lo largo de los años, algunos estudios acerca del impacto económico y climático de la tormenta Agatha, que analizan el mecanismo de la tormenta con la finalidad de promover los métodos de prevención. Este estudio estimula el uso de simulaciones climáticas para el estudio de fenómenos climáticos en zonas tropicales.

En este trabajo de graduación, formado por cuatro capítulos, se aprovecha de las simulaciones climáticas, como el modelo regional climático RegCM, utilizando y comparando esquemas de precipitación, para recrear las condiciones climáticas del territorio guatemalteco durante el periodo de formación y disipación de la tormenta en 2010. Se utilizarán tres esquemas de precipitación: Emanuel, Tiedtke y Kain-Fritsch. La simulación de RegCM, por defecto, combina los esquemas de convección Emanuel y Grell 2 usando el primero en el océano y el otro en la tierra, sin embargo, los esquemas que vienen por defecto tienen distintos mecanismos de activación y, por tanto, se espera que actúen de forma diferente [27].

En el primer capítulo se hace una breve revisión de los conceptos básicos que se necesitan para entender y describir el movimiento de las tormentas tropicales dentro de la atmósfera. Se inicia explicando la dinámica de los ciclones tropicales y se desarrollan las ecuaciones que los describen. Luego se explica, de manera cualitativa, la física de las variables climatológicas como la precipitación, la presión, la temperatura y los vientos, dentro de las tormentas tropicales.

En el segundo capítulo se introduce de manera cualitativa y general a los modelos climáticos. Primero se explica la importancia de los modelos climáticos para representar los procesos que influyen en el clima del planeta. Luego se presentan algunos ejemplos de modelos climáticos como los Modelos de Circulación General (GCMs). Al final se describe el modelo climático RegCM, que es una clase de Modelo Climático Regional (RCM), y se hace una revisión a grandes rasgos de cada uno de los esquemas empleados para describir los procesos considerados en este modelo.

En el capítulo tres se describe la dinámica de los esquemas de precipitación, también llamados esquemas de convección, de forma más detallada. Primero se describe la dinámica del esquema Emanuel, desde la base observacional de su funcionamiento, su diseño y sus ventajas y desventajas respecto a los otros esquemas. Luego se sigue con los esquemas Tiedtke y Kain-Fritsch. Al final de este capítulo se incluye una tabla de comparación que evalúa las principales diferencias entre los esquemas de precipitación estudiados.

Finalmente, en el cuarto capítulo se presentan los resultados obtenidos. En general estos resultados consisten en la caracterización de las tormentas tropicales a partir de los resultados obtenidos con la simulación y los tres esquemas de precipitación, y los datos tomados por un conjunto de estaciones meteorológicas. La primera parte se logra en términos de la variación de la precipitación, presión, temperatura superficial y dirección y magnitud del viento durante las horas en las que pasó la tormenta por el territorio guatemalteco. La segunda parte consiste en hacer un contraste de los datos obtenidos de la simulación y datos observacionales de estaciones meteorológicas para probar el comportamiento del modelo sobre regiones tropicales.

# 1. Tormentas tropicales

Los ciclones tropicales son intensos sistemas climáticos organizados de baja presión que rotan ciclónicamente y se van formando sobre los océanos tropicales a partir de disturbios convectivos [35]. Se dividen en depresiones tropicales, tormentas tropicales y huracanes, en función de la escala de la velocidad de los vientos y su ubicación en el globo terráqueo. Lo tropical viene del hecho de que son producidos en los mares tropicales que tienen una temperatura media en las aguas superficiales de  $25^{\circ}\text{C}$ .

Las tormentas tropicales tienen una física compleja que se ha desarrollado en función de las observaciones de diferentes variables como los vientos, la temperatura, los flujos de calor y humedad, y los patrones de precipitación. Todas estas variables influyen en los procesos de origen y evolución de las tormentas tropicales. Los científicos han estudiado la física de los ciclones tropicales por décadas, como el problema del movimiento de los ciclones de un lugar a otro, la formación, el desarrollo, etc.; simplificando el sistema de ecuaciones de movimiento utilizando técnicas numéricas [19].

En este capítulo se revisarán brevemente los conceptos necesarios de la dinámica de fluidos que permiten entender la dinámica de las tormentas tropicales. Se verá que los ciclones tropicales exhiben algún grado de organización circular y, por tanto, pueden representarse por medio de ecuaciones en coordenadas cilíndricas polares. Luego se estudiará cómo la fuerza de Coriolis influye en el movimiento de los ciclones tropicales. Así también se estudiarán las fases de las tormentas tropicales. Luego también se introducirá a los conceptos básicos de las variables climatológicas de interés para este estudio como la precipitación, la presión, la temperatura y la estructura del viento; y cómo se estudian desde el punto de vista de las tormentas tropicales.

## 1.1. Dinámica de las tormentas tropicales

Antes de considerar la dinámica de las tormentas tropicales hay algunos presupuestos dinámicos y mecánicos sobre la atmósfera que son importantes a considerar. Estos presupuestos permiten entender la estructura y cómo el comportamiento de la atmósfera influye en el clima del planeta.

En esta sección se partirá de las ecuaciones de los fluidos tanto desde el marco de referencia inercial como de un marco de referencia en rotación como la Tierra. Se verá que, a partir de consideraciones como el equilibrio hidrostático, pueden hacerse observaciones acerca de la relación entre la atmósfera y la altura. Además, como la atmósfera es un fluido ubicado en un marco de referencia no inercial, se describirán la forma en que las cantidades varían dentro de un fluido. Luego se explicará cómo la rotación de la Tierra influye en su comportamiento, para finalmente plantear las ecuaciones de movimiento y las fases de los ciclones tropicales.

### 1.1.1. Ecuaciones de fluidos en un marco de referencia inercial

#### 1.1.1.1. Fuerzas en una parcela de fluido

En primer lugar se consideran las fuerzas sobre un elemento de fluido en dimensiones infinitesimales  $(\delta x, \delta y, \delta z)$  en las tres coordenadas direccionales, centrado en  $(x, y, z)$ . Ya que la masa de la parcela es  $\delta M = \rho \delta x \delta y \delta z$ , entonces está sujeta la segunda ley de Newton

$$\rho \delta x \delta y \delta z \frac{\vec{u}}{Dt} = \vec{F}, \quad (1.1)$$

en donde  $\vec{u}$  es la velocidad de la parcela y  $D\vec{u}/Dt$  está definido como

$$\begin{aligned} \frac{\vec{u}}{Dt} &= \frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + u \frac{\partial \vec{u}}{\partial x} + v \frac{\partial \vec{u}}{\partial y} + w \frac{\partial \vec{u}}{\partial z}, \\ &= \frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + (\vec{u} \cdot \nabla) \vec{u}. \end{aligned} \quad (1.2)$$

Se consideran varias fuerzas para llegar a la ecuación de movimiento. En primer lugar, la gravedad actúa de forma directa, siendo  $g\delta M$  y dirigida hacia abajo ( $\hat{k}$ )

$$\vec{F}_g = -g\rho\delta x\delta y\delta z\hat{k}. \quad (1.3)$$

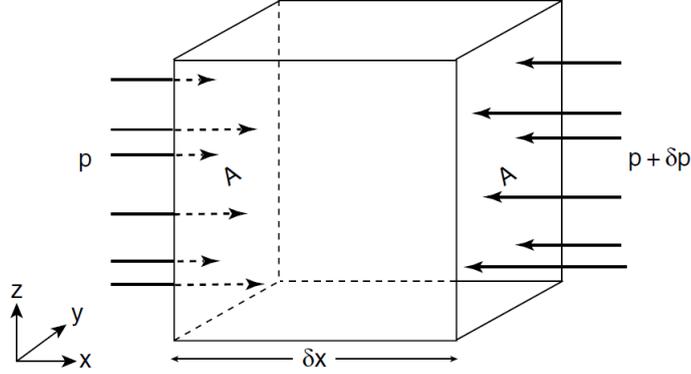


Figura 1: Componente  $x$  de la fuerza del gradiente de presión actuando sobre un área  $A$  en la superficie de una parcela infinitesimal de aire. Tomada de [22].

También está la fuerza debido al gradiente de presión. Para derivar su forma matemática se considera una parcela infinitesimal de aire en presencia de un gradiente de presión con volumen  $\delta V = \delta x \delta y \delta z$  [22]. La fuerza debido a la presión atmosférica actuando en la cara A de la parcela es la presión sobre esa superficie multiplicada por el área de la superficie  $A = \delta y \delta z$ , esto es

$$F_A = p_A \delta y \delta z, \quad (1.4)$$

con  $p_A = p(x)$ , y en la cara B es

$$F_B = -p_B \delta y \delta z, \quad (1.5)$$

con  $p_B = p(x + \delta x)$ .

Si las dimensiones de la parcela son pequeñas en comparación con la escala de los cambios de presión, entonces la componente  $x$  de la fuerza neta ejercida por este campo de presión en la parcela es la suma de las fuerzas actuando en cada lado de la parcela, esto es

$$F_x = (p(x) - p(x + \delta x)) \delta y \delta z. \quad (1.6)$$

Expandiendo en series de Taylor alrededor de  $x$  se tiene que la componente en  $x$  de la presión es de la forma

$$F_x = -(p + \delta p) \delta y \delta z = - \left( p + \frac{\partial p}{\partial x} \delta x \right) \delta y \delta z. \quad (1.7)$$

Repitiendo el mismo proceso para las componentes en  $y$  y  $z$ , se obtiene, respectivamente

$$F_y = - \left( \frac{\partial p}{\partial y} \right) \delta x \delta y \delta z, \quad (1.8)$$

$$F_z = - \left( \frac{\partial p}{\partial z} \right) \delta x \delta y \delta z. \quad (1.9)$$

Así que la fuerza neta ejercida por la presión sobre una parcela de fluido está dada por

$$\vec{F}_p = -\delta x \delta y \delta z \left( \frac{\partial p}{\partial x} \hat{x} + \frac{\partial p}{\partial y} \hat{y} + \frac{\partial p}{\partial z} \hat{z} \right). \quad (1.10)$$

Sin embargo, la suma del lado derecho de la ecuación es el gradiente de presión  $\nabla p$ . La expresión final para la fuerza ejercida sobre una parcela de fluido es

$$\vec{F}_p = -\nabla p \delta x \delta y \delta z. \quad (1.11)$$

De la ecuación anterior se hace evidente que la fuerza neta depende solo del gradiente de presión y no de la presión por sí misma. Así que esta fuerza existe solamente al haber una diferencia de presión de una parcela a otra [22].

Finalmente, se considera la fuerza de fricción sobre una parcela de fluido

$$\vec{F}_f = \rho \mathcal{F} \delta x \delta y \delta z, \quad (1.12)$$

en donde, por conveniencia,  $\mathcal{F}$  es la fuerza de fricción por unidad de masa. Sumando todas las fuerzas anteriores, se tiene

$$\rho \delta x \delta y \delta z \frac{D\vec{u}}{Dt} = \vec{F}_g + \vec{F}_p + \vec{F}_f. \quad (1.13)$$

Sustituyendo por la ec. (1.3), (1.11) y (1.12), se obtiene la ecuación de movimiento para una parcela de fluido

$$\frac{D\vec{u}}{Dt} + \frac{1}{\rho} \nabla p + g\hat{k} = \mathcal{F}. \quad (1.14)$$

Esta ecuación puede descomponerse en coordenadas cartesianas, debido a la definición de  $\nabla$  y de la derivada material  $D/Dt$ , de la siguiente manera

$$\begin{aligned}
\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} &= \mathcal{F}_x, \\
\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} &= \mathcal{F}_y, \\
\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + g &= \mathcal{F}_z.
\end{aligned} \tag{1.15}$$

### 1.1.1.2. Aproximación hidrostática

El equilibrio hidrostático es un balance en donde se asume que la atmósfera está en equilibrio, por lo que la presión a cualquier altura depende del peso del fluido que se encuentra justo más alto que el punto que se evalúa. Por tanto, la ecuación del momentum vertical se reduce a

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g. \tag{1.16}$$

En la figura 2, la presión  $p(z)$  y la densidad  $\rho(z)$  del aire son funciones de la altura  $z$ . Si la presión en la parte inferior del cilindro es  $p_B = p(z)$ , entonces

$$\begin{aligned}
p_T &= p(z + \delta z), \\
&= p(z) + \delta p,
\end{aligned} \tag{1.17}$$

con  $p_T$  la presión total, y  $\delta p$  el cambio en presión desde  $z$  hasta  $z + \delta z$ . Cuando  $\delta z$  es pequeño, se puede hacer la aproximación

$$\delta p = \frac{\partial p}{\partial z} \delta z. \tag{1.18}$$

Además, la masa del cilindro es,  $M = \rho \delta A \delta z$ . Sumando todas las fuerzas verticales (tomando arriba positivo): la fuerza gravitacional, la fuerza de la presión ejercida sobre la cara superior y la fuerza de la presión ejercida en la parte inferior.

$$-g\rho\delta A\delta z - (p + \delta p)\delta A + p\delta A = 0,$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} + g\rho = 0. \tag{1.19}$$

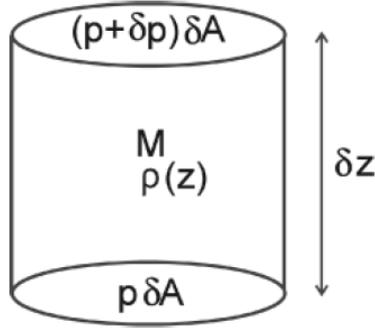


Figura 2: Columna vertical de aire de densidad  $\rho$ , área transversal horizontal  $\delta A$ , altura  $\delta z$ , y masa  $M = \rho \delta A \delta z$ . La presión en la superficie inferior es  $p$ , la presión en la superficie superior es  $p + \delta p$ . Tomada de [15].

La expresión (1.19) es la ecuación del equilibrio hidrostático y describe cómo varía la presión en función de la altura, proporcionalmente a la cantidad de masa que se encuentra sobre la capa estudiada [15].

### 1.1.2. Ecuación de continuidad

Es posible describir el movimiento por medio de funciones  $x(x_0, y_0, z_0, t)$ ,  $y(x_0, y_0, z_0, t)$ ,  $z(x_0, y_0, z_0, t)$  que determinan las coordenadas  $x, y, z$  en un tiempo  $t$  de la partícula de fluido. Sin embargo, la forma que lleva hacia las ecuaciones eulerianas de los fluidos mecánica, es especificar la densidad  $\rho(x, y, z, t)$  y el vector velocidad  $\vec{v}(x, y, z, t)$  en un punto  $x, y, z$  en un tiempo  $t$ . Por tanto, cualquier cantidad que se utiliza para describir el estado de un fluido, será una función del espacio y del tiempo [29].

Para una cantidad  $A = A(x, y, z, t)$ , la derivada temporal total es

$$\frac{dA}{dt} = \frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial A}{\partial x} \frac{dx}{dt} + \frac{\partial A}{\partial y} \frac{dy}{dt} + \frac{\partial A}{\partial z} \frac{dz}{dt}, \quad (1.20)$$

en donde las derivadas  $dx/dt$ ,  $dy/dt$  y  $dz/dt$  son las componentes de la velocidad del fluido  $\vec{v} = u\hat{i} + v\hat{j} + w\hat{k}$ . El cambio en presión  $dp$  en un tiempo  $dt$  en la posición de una partícula de fluido en movimiento que se mueve desde  $x, y, z$  hasta  $x+dx, y+dy, z+dz$  durante este tiempo es

$$\begin{aligned}
dA &= A(x + dx, y + dy, z + dz, t + dt) - A(x, y, z, t), \\
&= \frac{\partial A}{\partial x} dx + \frac{\partial A}{\partial y} dy + \frac{\partial A}{\partial z} dz + \frac{\partial A}{\partial t} dt,
\end{aligned} \tag{1.21}$$

a medida que  $dt \rightarrow 0$ , la ecuación anterior se transforma en la ec. (1.6), pero con estas nuevas definiciones de velocidad, es posible reescribirla de la siguiente manera

$$\frac{dA}{dt} = \frac{\partial A}{\partial t} + u \frac{\partial A}{\partial x} + v \frac{\partial A}{\partial y} + w \frac{\partial A}{\partial z}, \tag{1.22}$$

$$\frac{dA}{dt} = \frac{\partial A}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla A, \tag{1.23}$$

en donde la segunda expresión es una abreviatura de la primera de acuerdo con las convenciones para el uso del símbolo  $\nabla$ . Usando esto y usando el símbolo  $D/Dt$  para identificar la derivada siguiendo el movimiento, la ecuación anterior se convierte en

$$\frac{DA}{Dt} = \frac{\partial A}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla A. \tag{1.24}$$

La ec. (1.24) es conocida como derivada material y establece que la variación de una propiedad cualquiera de una parcela de fluido está determinada por la variación temporal de la propiedad, de la velocidad a la que el fluido se desplaza y del cambio de esa cantidad en el espacio [22].

Ahora se considera un volumen rectangular de fluido  $\delta V = \delta x \delta y \delta z$ . La componente  $x$  de la velocidad del fluido  $u$  es diferente en la cara izquierda y en la cara derecha de la caja, de tal manera que  $\delta x$  cambiará con el tiempo a una tasa igual a la diferencia entre estas dos velocidades, y similarmente para las componentes  $y$  y  $z$ .

$$\begin{aligned}
\frac{d}{dt} \delta x &= \frac{\partial u}{\partial x} \delta x, \\
\frac{d}{dt} \delta y &= \frac{\partial v}{\partial y} \delta y, \\
\frac{d}{dt} \delta z &= \frac{\partial w}{\partial z} \delta z.
\end{aligned} \tag{1.25}$$

La tasa temporal de cambio de  $\delta V$  es entonces

$$\begin{aligned}\frac{d}{dt}\delta V &= \delta y\delta z\frac{d}{dt}\delta x + \delta x\delta z\frac{d}{dt}\delta y + \delta x\delta y\frac{d}{dt}\delta z, \\ &= \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}\right)\delta x\delta y\delta z,\end{aligned}$$

y finalmente

$$\frac{d}{dt}\delta V = \nabla \cdot v\delta V. \quad (1.26)$$

Ahora, la masa de un elemento de fluido es

$$\delta m = \rho\delta V, \quad (1.27)$$

y esta permanecerá constante aunque el volumen y la densidad puede que no

$$\frac{d}{dt}\delta m = \frac{d}{dt}(\rho\delta V) = 0. \quad (1.28)$$

Derivando y haciendo uso de (1.11)

$$\delta V\frac{d\rho}{dt} + \rho\frac{\delta V}{dt} = \delta V\frac{d\rho}{dt} + \rho\nabla \cdot \vec{v}\delta V = 0, \quad (1.29)$$

y, al dividir por  $\delta V$

$$\frac{d\rho}{dt} + \rho\nabla \cdot \vec{v} = 0. \quad (1.30)$$

Utilizando la relación entre las derivadas totales y parciales como en (1.9), se obtiene

$$\frac{\partial\rho}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla\rho + \rho\nabla \cdot \vec{v} = 0, \quad (1.31)$$

o, combinando los últimos dos términos, utilizando las propiedades del símbolo  $\nabla$

$$\frac{\partial\rho}{\partial t} + v \cdot \nabla(\rho\vec{v}). \quad (1.32)$$

La ec. (1.32) es la llamada ecuación de continuidad que establece también las propiedades de la conservación de masa en un fluido en movimiento.

### 1.1.3. Ecuación termodinámica

La ecuación que gobierna la evolución de temperatura puede derivarse de la primera ley de la termodinámica aplicada a una parcela de fluido en movimiento [15]. La primera ley puede escribirse como

$$\delta Q = (R + c_v)dT - \frac{dp}{\rho} = c_p dT - \frac{dp}{\rho}, \quad (1.33)$$

en donde  $c_p = R + c_v$  es el calor específico presión constante,  $c_v$  es el calor específico a volumen constante y  $R$  es la constante de los gases ideales. Para movimientos adiabáticos,  $\delta Q = 0$ , así que

$$c_p dT = \frac{dp}{\rho}. \quad (1.34)$$

Dividiendo la ec. (1.33) por  $\delta t$  y dejando que  $\delta t \rightarrow 0$ , se encuentra

$$\frac{DQ}{Dt} = c_p \frac{DT}{Dt} - \frac{1}{\rho} \frac{Dp}{Dt}, \quad (1.35)$$

en donde  $DQ/Dt$  es conocido como la tasa de calor adiabático por unidad de masa.

También es importante definir la temperatura potencial antes de plantear la ecuación termodinámica. Debido a que la temperatura  $T$  no se conserva bajo desplazamientos adiabáticos, se puede definir la temperatura potencial, una cantidad que sí se conserva en los desplazamientos adiabáticos. Utilizando la ecuación de los gases ideales, que se define como

$$p = \rho RT, \quad (1.36)$$

y reorganizando los términos de la ec. (1.34), se tiene que

$$\begin{aligned} c_p dT &= RT \frac{dp}{p}, \\ \frac{dT}{T} &= \frac{R}{c_p} \frac{dp}{p} = \kappa \frac{dp}{p}, \end{aligned}$$

con  $\kappa = R/c_p$ . Por tanto

$$\begin{aligned} d \ln T - \kappa d \ln p &= 0, \\ \frac{T}{p^\kappa} &= C, \end{aligned} \quad (1.37)$$

de manera que la temperatura potencial se define como

$$\theta = T \left( \frac{p_0}{p} \right)^\kappa. \quad (1.38)$$

Como en el movimiento adiabático, la temperatura potencial  $\theta$  se conserva

$$\frac{D\theta}{Dt} = \left( \frac{p}{p_0} \right)^{-\kappa} \frac{\dot{Q}}{c_p}, \quad (1.39)$$

en donde  $\dot{Q}$  es una abreviatura de  $DQ/Dt$ .

#### 1.1.4. Movimiento en un marco de referencia en rotación

Debido a que la Tierra rota alrededor de su propio eje, resulta conveniente utilizar un marco de referencia fijo en la Tierra. Este es un marco de referencia no inercial con velocidad angular equivalente a

$$\Omega = \frac{2\pi}{1d} = 7.292 \times 10^{-5} s^{-1}. \quad (1.40)$$

En física atmosférica, debido a las escalas temporales y espaciales, los efectos de esta velocidad tiene una gran influencia por lo que debe ser estudiada [22].

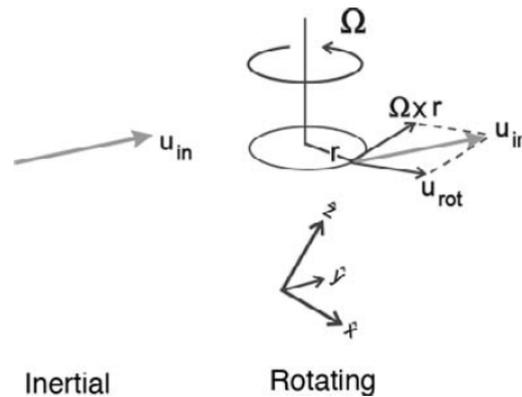


Figura 3: Vector de velocidad visto desde un marco de referencia no inercial. Tomada de [15].

Para transformar el movimiento de un marco de referencia inercial a uno no inercial se necesita encontrar cómo la derivada material  $D/Dt$  actúa sobre un vector. En la figura 3 se observa que un vector en el sistema inercial y un vector en el sistema

no inercial, están relacionados por

$$\vec{u}_i = \vec{u}_r + \Omega \times \vec{r}, \quad (1.41)$$

en donde  $\vec{r}$  es el vector posición de una parcela en el marco de referencia en rotación,  $\Omega$  es el vector de rotación en el marco de referencia en rotación, y  $\Omega \times \vec{r}$  es el vector producto de  $\Omega$  y  $\vec{r}$ .

Considerando la figura 3, en el marco de referencia en rotación, cualquier vector  $\vec{A}$  puede ser escrito como

$$\vec{A} = A_x \hat{i} + A_y \hat{j} + A_z \hat{k}, \quad (1.42)$$

en donde  $(A_x, A_y, A_z)$  son las componentes de  $\vec{A}$  expresadas instantáneamente en términos de las tres coordenadas direcciones de rotación. En el marco en rotación, estas coordenadas están fijas, por lo que

$$\left( \frac{D\vec{A}}{Dt} \right)_r = \frac{DA_x}{dt} \hat{i} + \frac{DA_y}{dt} \hat{j} + \frac{DA_z}{dt} \hat{k}. \quad (1.43)$$

Sin embargo, visto desde el marco inercial, las direcciones de coordenadas en el marco en rotación no están fijas, sino que están rotando a una tasa  $\Omega$ , así que

$$\begin{aligned} \left( \frac{D\hat{i}}{Dt} \right)_i &= \Omega \times \hat{i}, \\ \left( \frac{D\hat{j}}{Dt} \right)_i &= \Omega \times \hat{j}, \\ \left( \frac{D\hat{k}}{Dt} \right)_i &= \Omega \times \hat{k}. \end{aligned} \quad (1.44)$$

Aplicando la derivada material a la ec. (1.41), simplificando y agrupando términos, se tiene que la transformación queda de la siguiente manera

$$\left( \frac{D\vec{A}}{Dt} \right)_i = \left( \frac{D\vec{A}}{Dt} \right)_r + \Omega \times \vec{A}. \quad (1.45)$$

Para describir la tasa de cambio de velocidad que tiene una parcela de fluido en un marco de referencia en rotación, se sustituye  $\vec{u}_i$  por  $\vec{A}$  en la ecuación anterior y,

por la ec. (1.41), se tiene

$$\begin{aligned}\left(\frac{D\vec{u}_i}{Dt}\right)_i &= \left[\left(\frac{D}{Dt}\right)_r + \Omega \times\right] (\vec{u}_r + \Omega \times \vec{r}), \\ &= \left(\frac{D\vec{u}_r}{Dt}\right)_r + 2\Omega \times \vec{u}_r + \Omega \times \Omega \times \vec{r},\end{aligned}\tag{1.46}$$

ya que, por definición

$$\left(\frac{D\vec{r}}{Dt}\right)_r = \vec{u}_r.$$

Ahora es posible escribir las ecuaciones de movimiento en el marco de referencia en rotación. Sustituyendo la ecuación anterior en la ec. (1.14) se tiene, siempre en el marco de rotación

$$\frac{D\vec{u}}{Dt} + \frac{1}{\rho}\nabla p + g\hat{k} = -2\Omega \times \vec{u} - \Omega \times \Omega \times \vec{r} + \mathcal{F}.\tag{1.47}$$

En donde todos los términos hacen referencia a los vectores  $r$  en el marco en rotación. El primer término en el miembro derecho de la ecuación es conocido como la aceleración de Coriolis y el segundo es la aceleración centrífuga. A continuación se describen estas aceleraciones de manera más detallada.

#### 1.1.4.1. Aceleración centrífuga

La aceleración centrífuga es una aceleración que depende de la razón de rotación y de la distancia de la parcela al eje de rotación. Está dirigida radialmente hacia afuera, de forma perpendicular al eje de rotación. Es por esto por lo que, aún en ausencia de otras fuerzas actuando sobre la partícula, la partícula no saldría disparada hacia afuera [15].

La aceleración centrífuga puede expresarse como el gradiente de un potencial

$$-\Omega \times \Omega \vec{r} = \nabla \left( \frac{\Omega^2 r^2}{2} \right), \quad (1.48)$$

en donde  $r$  es la distancia normal al eje de rotación. También resulta conveniente combinarlo con  $g\hat{k} = \nabla(gz)$ , que es el gradiente del potencial gravitacional, y reescribir la ec. (1.47) como

$$\frac{D\vec{u}}{Dt} + \nabla\phi + \frac{1}{\rho}\nabla p = \mathcal{F} - 2\Omega \times \vec{u}, \quad (1.49)$$

en donde

$$\phi = gz + \frac{\Omega^2 r^2}{2}. \quad (1.50)$$

Este es un potencial gravitacional modificado medido en el marco de referencia en rotación. Esta modificación permite combinar convenientemente la aceleración centrífuga y gravitacional en una gravedad medida,  $\nabla\phi$ .

#### 1.1.4.2. Aceleración de Coriolis

La aceleración de Coriolis es la aceleración que describe la tendencia de una parcela de fluido a girar. Aparece cuando la parcela de fluido tiene movimiento dentro del marco de referencia no inercial.

A partir de la figura 4, es posible derivar la expresión de Coriolis en coordenadas esféricas, en donde las componentes de  $\vec{\Omega}$  son  $(0, \Omega \cos \varphi, \Omega \sin \varphi)$ . Utilizando las coordenadas locales para expresar la velocidad  $\vec{u} = (u, v, w)$ , el producto vectorial  $\vec{\Omega} \times \vec{u}$  es

$$\vec{\Omega} \times \vec{u} = (w\Omega \cos \varphi - v\Omega \sin \varphi, u\Omega \sin \varphi, -u\Omega \cos \varphi). \quad (1.51)$$

De aquí pueden hacerse dos aproximaciones. La primera es que la componente vertical puede despreciarse por ser mucho más pequeña que la gravedad. Y la segunda es que, en el movimiento de la atmósfera, las velocidades verticales son menores que las horizontales, así que también pueden despreciarse estos términos que involucren la componente  $w$ . Tras hacer estas aproximaciones, el término de Coriolis en la ec. (1.49), puede reescribirse como

$$2\Omega \times \vec{u} \approx -v2\Omega \sin \varphi \hat{i} + u2\Omega \sin \varphi \hat{j} = f\hat{k} \times \vec{u}, \quad (1.52)$$

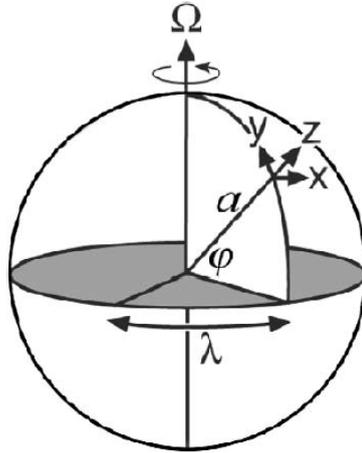


Figura 4: Ubicación de las coordenadas locales  $(x, y, z)$  que apuntan hacia el este, norte y arriba, respectivamente, sobre una esfera de radio  $a$  en un punto de longitud  $\lambda$  y latitud  $\varphi$  cuya velocidad angular es  $\Omega$ . En estas coordenadas el viento tiene dirección  $\vec{u} = (u, v, w)$ . [15].

en donde  $f$  es el parámetro de Coriolis, es decir

$$f = 2\Omega \sin \varphi. \quad (1.53)$$

Añadiendo el parámetro de Coriolis a la ec. (1.49), y considerando el equilibrio hidrostático, se tiene que

$$\begin{aligned} \frac{Du}{Dt} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - fv &= \mathcal{F}_x, \\ \frac{Dv}{Dt} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - fu &= \mathcal{F}_y, \\ \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + g &= 0. \end{aligned} \quad (1.54)$$

### 1.1.5. Ecuaciones de ciclones en coordenadas cilíndricas polares

Como los ciclones tropicales exhiben algún grado de organización circular, aunque no axialmente simétrica, es ventajoso expresar sus ecuaciones de movimiento en coordenadas cilíndricas polares  $(r, \lambda, z)$  con  $r$  el radio,  $\lambda$  el ángulo azimutal, y  $z$  la altura sobre la superficie [19].

Para empezar hay que considerar todas las ecuaciones hidrostáticas de movimiento (1.19). Las ecuaciones primitivas de movimiento comprenden la ecuación de momentum en las tres componentes (1.14), la ec. de continuidad (1.58), la ec. termodinámica (1.59) y la ec. de estado del gas ideal (1.36), respectivamente. Para convertir a ecuaciones cilíndricas polares se utiliza la sustitución  $r = \sqrt{x^2 + y^2}$ ,  $x = r \cos \lambda$ ,  $y = r \sin \lambda$ ,  $z = z$  y  $\lambda = \tan^{-1}(y/x)$ .

Por otro lado, a este conjunto de ecuaciones se ha incorporado la rotación de la Tierra añadiendo las fuerzas de Coriolis y centrífugas de la manera usual [19]. La tasa de rotación se asume como independiente de la latitud en el plano  $f$ , donde  $f$  es el parámetro de Coriolis dado por  $f = 2\Omega \sin \phi$ , con  $\Omega$  la velocidad de rotación de la Tierra y  $\phi$  la latitud.

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial r} + \frac{u}{r} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + w \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{v^2}{r} - fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} + F_r, \quad (1.55)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial r} + \frac{v}{r} \frac{\partial v}{\partial \lambda} + w \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{uv}{r} + fu = -\frac{1}{\rho r} \frac{\partial p}{\partial \lambda} + F_\lambda, \quad (1.56)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial r} + \frac{v}{r} \frac{\partial w}{\partial \lambda} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - F_z, \quad (1.57)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{1}{r} \frac{\partial \rho r u}{\partial r} + \frac{1}{r} \frac{\partial \rho v}{\partial \lambda} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} = 0, \quad (1.58)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial r} + \frac{v}{r} \frac{\partial \theta}{\partial \lambda} + w \frac{\partial \theta}{\partial z} = \dot{\theta} + F_\theta, \quad (1.59)$$

$$\rho = p_* \pi^{\frac{1}{k}-1} / (R\theta). \quad (1.60)$$

En donde  $u, v, w$  son las componentes en las tres direcciones de coordenadas;  $\theta$  es la temperatura potencial y  $\dot{\theta}$  es la tasa de calentamiento diabático;  $p$  es la presión;  $\rho$  es la densidad;  $g$  es la fuerza gravitacional efectiva por unidad de masa;  $R$  la constante de gas específico para aire seco. Además se desprecia la componente horizontal de la tasa de rotación de la tierra y se asume que el origen de coordenadas está localizado en algún centro de vórtice adecuadamente definido.

En este caso,  $\pi = (p/p_*)^k$  es la función de Exner;  $R$  es la constante de los gases ideales para aire seco;  $c_p$  es el calor específico a presión constante;  $\kappa = R/c_p$ ; y  $p_* = 1000$  mb es la presión de referencia. La temperatura está dada por  $T = \pi\theta$ .

Los términos  $(F_r, F_\lambda, F_z)$  representan procesos no resueltos asociados con difusión de momentum turbulento. Similarmente,  $F_\theta$  representa los efectos del transporte de calor turbulento.

Las observaciones han sugerido que la fuerza de Coriolis podría tener impacto en el movimiento de los ciclones tropicales. Debido a que la fuerza incrementa con la latitud, una fuerza neta debería estar presente para conducir al vértice al polo. Sin embargo, debido a que la atmósfera generalmente está en un estado casi equilibrado, habría un gradiente de fuerza de presión más fuerte hacia el lado del polo para equilibrar la fuerza de Coriolis más fuerte, lo cual está respaldado por las observaciones [19].

#### 1.1.5.1. Fases de las tormentas tropicales

Las tormentas tropicales son versiones más pequeñas de los ciclones tropicales en términos de la escala de la velocidad de los vientos con vientos menores a  $33 \text{ ms}^{-1}$  [16]. Las observaciones muestran que las tormentas que se desarrollan rápidamente están acompañadas de estallidos de convección húmeda profunda. Esta convección tan profunda está mantenida por flujos de humedad en la interfaz del océano-aire que sostiene un entorno termodinámico condicionalmente inestable [28].

Las tormentas tropicales tienen varias fases: origen, intensificación, evolución madura y disipación. Generalmente se forman en ambientes tropicales con alta temperatura a nivel del mar, baja estabilidad favorable para la convección de cúmulos, y cizallamiento vertical débil. Sólo para temperaturas superiores a un valor umbral de  $26.5 \text{ }^\circ\text{C}$  es la tasa de aumento lo suficientemente fuerte como para soportar el desarrollo de ciclones tropicales [16]. El cizallamiento vertical débil entre la tropósfera alta y baja, por otro lado, debe ser lo suficientemente débil como para permitir que el vórtice en desarrollo permanezca intacto [16]. Las olas planetarias tropicales también proveen ventanas de oportunidad para las ciclogénesis tropicales.

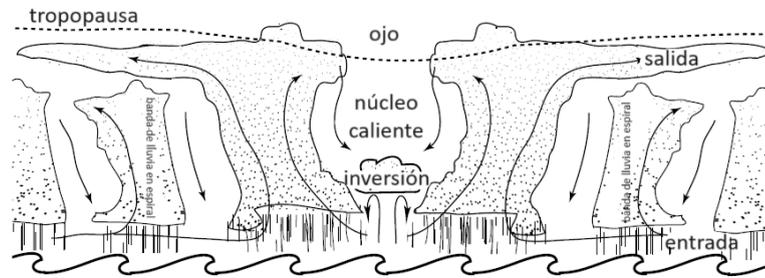


Figura 5: Sección transversal a través de un ciclón tropical maduro que muestra las principales características y la circulación vertical. Tomada de [22].

### 1.1.5.2. Estructura de las tormentas tropicales

Estructuralmente, un ciclón tropical es un gran sistema de nubes en rotación, viento y tormentas. Los ciclones están compuestos por tres partes principales: las bandas de lluvia, el ojo y la pared del ojo. El centro es generalmente conocido como el ojo de la tormenta. El ojo puede tener un diámetro de entre 30 y 65 kilómetros. En general, está relativamente calmado, y libre de las nubes convectivas profundas que conforman la pared del ojo. En esta área hay vientos relativamente ligeros, baja presión, altas temperaturas y poco o nada de precipitación. La causa de la formación del ojo, sin embargo, todavía no ha sido completamente entendida. Lo más probable es que esté relacionada con la combinación de la conservación del momentum angular y la fuerza centrífuga. En un ciclón tropical, la conservación del momentum angular implica que el aire incrementa su velocidad a medida que se acerca al centro del ciclón tropical [31]

En cuanto a la pared del ojo, es aquí donde ocurren los vientos más fuertes y las lluvias más pesadas [31]. Estas paredes de vientos se mueven en círculos alrededor del centro en sentido contrario a las manecillas del reloj en el hemisferio norte, y a favor de las manecillas del reloj en el hemisferio sur. La mayor parte de los daños causados por el viento por ciclones tropicales se limita a una estrecha franja de pocas decenas de kilómetros de ancho que experimenta el paso de la pared del ojo [16].

Finalmente, las bandas de lluvia son bandas curvas de nubes y tormentas eléctricas que se alejan de la pared del ojo de manera espiral. Estas bandas son capaces de producir fuertes ráfagas de lluvia y viento, y tornados. Pero a veces también hay espacios entre las bandas de lluvia donde no hay ni lluvias ni vientos [31].

Eventualmente los ciclones tropicales se desvían a altas latitudes donde las temperaturas sobre la superficie del mar son demasiado frías, o encuentran tierra, donde se disipan fácilmente. Los ciclones tropicales transportan calor y energía desde los trópicos hacia latitudes templadas, lo cual desempeña un papel importante en la regulación del clima global.

## 1.2. Patrones de precipitación

### 1.2.1. Procesos de convección

Para hablar de los procesos de precipitación en la atmósfera resulta conveniente señalar la naturaleza de la convección. La convección es un proceso que ocurre en materiales fluidos. Es una forma de transferencia de calor que se desarrolla en la naturaleza bajo ciertas condiciones.

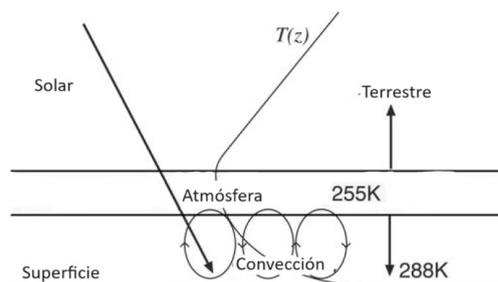


Figura 6: La radiación solar calienta la superficie de la Tierra, provocando la convección, que transporta calor verticalmente al nivel de emisión desde el cual, debido a que la atmósfera por encima de este nivel es transparente en el espectro de espectroscopía infrarroja, la energía puede irradiarse al espacio. Tomada de [15].

Para analizar como una parcela de fluido interactúa con la atmósfera, es necesario recordar el concepto de flotabilidad descubierto por Arquímedes (287-212 BC). Arquímedes descubrió que los objetos más ligeros que el agua retornan a la superficie cuando son inmersos en el agua. Cuando no hay movimiento, el fluido se encuentra en balance hidrostático. Cuando está en movimiento, el fluido tiene tendencia de moverse de regiones de alta presión a regiones de baja presión [15].

En la figura 7 se aprecia que, debido a la uniformidad de  $\rho$ , la presión en todos los puntos  $A$  es la misma. Sin embargo, como hay un fluido más ligero en la columna

sobre  $B$  que sobre el punto  $B_1$  o  $B_2$ , del balance hidrostático se estima que la presión en  $B$  es mucho menor a la presión en  $B_1$  o  $B_2$ , entonces el fluido comenzará naturalmente a moverse hacia la región de baja presión  $B$ . La presión en este punto  $B$  entonces aumentará y una fuerza ascendente lo hará moverse hacia arriba.

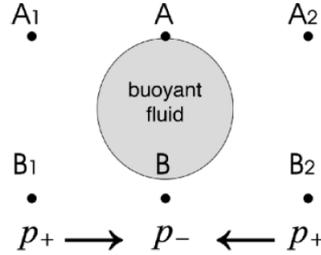


Figura 7: Parcela de un fluido ligero, flotante, rodeado de un fluido en reposo más pesado y homogéneo en balance hidrostático. Tomada de [15].

La aceleración de una parcela de fluido es  $g\Delta\rho/\rho_P$ , en donde  $\Delta\rho = (\rho_P - \rho_E)$ , con  $\rho_P$  es la densidad de la parcela,  $\rho_E$  es la densidad del ambiente. Se habla de la flotabilidad de la parcela, definida como

$$b = -g\frac{\rho_P - \rho_E}{\rho_P}. \quad (1.61)$$

Si  $\rho_P < \rho_E$ , entonces la parcela tiene flotabilidad positiva y se eleva; si  $\rho_P > \rho_E$ , entonces la parcela tiene flotabilidad negativa y se hunde; si  $\rho_P = \rho_E$ , la parcela tiene flotabilidad neutra y no se hunde ni se eleva.

La atmósfera normalmente es estable en ausencia de condensación, por lo que la convección es húmeda y viene acompañada de saturación, lo que produce nubes. Las nubes convectivas tienen dos formas: Cumulus y cumulonimbus. Las primeras por lo general tienen una convección moderada y generalmente poco profunda. Mientras que la convección profunda asociada con tormentas eléctricas y fuertes lluvias, y quizás granizo, se da en las cumulonimbus [15], [35].

### 1.2.2. Precipitación en un ciclón tropical

Los ciclones tropicales se caracterizan, según las imágenes de radar y satélite, por tener patrones de precipitación en forma de espiral [35]. El núcleo cálido de los

ciclones consiste en la expulsión de grandes cantidades de calor latente de vaporización que se eleva, lo que provoca la condensación del vapor de agua. Este calor se distribuye verticalmente alrededor del centro de la tormenta.

Dentro del ojo de los ciclones tropicales la precipitación suele ser poca o puede no existir en lo absoluto [22]. El aire entra en espiral hacia la tormenta en la capa límite y se eleva en bandas de lluvia y en el anillo de convección profunda que rodea la pared del ojo, donde las tasas de lluvia varían hasta  $5 \text{ cm h}^{-1}$  [16]. Los carriles libres de precipitaciones entre bandas tienden a ser algo más anchos que las bandas. A medida que el ciclón tropical se vuelve más intenso, los extremos internos de las bandas se acercan al centro de manera menos pronunciada y luego se aproximan a arcos de círculo [35]. Aunque la precipitación en algunas bandas proviene en gran medida de nubes estratiformes, la condensación en la mayoría de las bandas tiende a concentrarse en células convectivas en lugar de extenderse por amplias áreas de mesoescala [35].

Lo peligroso de los ciclones tropicales es que pueden aspirar aire de un área grande y concentran el contenido de agua de ese aire en precipitación sobre un área mucho más pequeña. Esta reposición de aire, que contiene humedad después de la lluvia, puede provocar lluvias extremadamente intensas durante varias horas o varios días hasta 40 km (25 millas) de la costa.

Luego de que los ciclones tropicales se disipan, el núcleo extraordinariamente húmedo de un ciclón tropical remanente puede conservar su identidad hasta por una semana. Esto puede suponer un amplio riesgo de inundaciones si se detiene sobre una cuenca particular durante un período prolongado de tiempo. Las fuertes lluvias cerca del ojo del ciclón tropical, así como en sus bandas de lluvia exteriores, pueden provocar graves inundaciones y deslizamientos de tierra. La crecida de los ríos debido a las fuertes lluvias puede provocar la rotura de diques, presas y puentes [19]. Sin embargo, los ciclones tropicales también transportan agua hacia donde se necesita, mitigan la sequía y limpian ríos y arroyos.

### 1.3. Patrones de presión

La presión atmosférica es una de las propiedades más importantes entre las propiedades de la atmósfera porque son las variaciones verticales y horizontales en presión lo que da lugar a los movimientos atmosféricos que son el foco de estudio de la dinámica atmosférica [22]. La presión atmosférica en un punto de la superficie de la Tierra se define como la presión causada por el peso del aire sobre ese punto. Por tanto, a medida que se asciende a mayores altitudes, la presión atmosférica disminuye porque hay menos aire que ejerce su peso sobre ese punto.

Los ciclones tropicales son conocidos por ser sistemas de baja presión. En el ojo del ciclón tropical la presión es extraordinariamente baja. Esto se debe a la calidez y la baja densidad del aire suprayacente [16]. La presión central promedio de alrededor de 960 hPa, mucho más profunda que los ciclones de latitud media, y entre las presiones más bajas registradas en la superficie terrestre al nivel del mar [22].

Las presiones alrededor del ojo son un poco más altas. Esta diferencia de presión crea una fuerza de gradiente de presión que impulsa los vientos ciclónicos hacia el centro del sistema de baja presión. Cuanto más fuerte sea el gradiente de presión, más fuertes serán los vientos y más rápido será el movimiento del ciclón tropical.

### 1.4. Estructura termodinámica

Las observaciones han mostrado que las temperaturas más cálidas de los ciclones tropicales se encuentran en el ojo, no en las nubes que conforman la pared del ojo donde se produce el calor latente. Dentro del ojo el aire es más cálido y seco, el aire cálido y húmedo está debajo, y el aire caliente y seco está arriba. De acuerdo con la estructura central cálida de estas tormentas, la intensidad de la circulación ciclónica disminuye con la altura [16].

Las temperaturas cálidas y secas en el ojo podrían deberse al hundimiento del ojo en el aire kilómetros por debajo [35]. El extraordinario calor de la pared del ojo en la troposfera media y superior se debe a la liberación de este calor latente cuando el aire asciende húmedo-adiabáticamente dentro del anillo de convección forzada justo

fuera de la pared del ojo que se inclina hacia afuera [16].

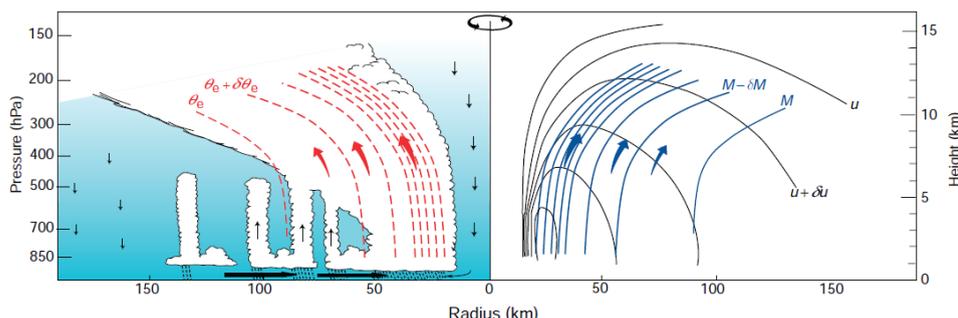


Figura 8: Sección transversal radial idealizada a través de un intenso ciclón tropical que muestra la distribución de nubes, lluvia, flujo radial y temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ) a la izquierda y velocidad del viento azimutal y momento angular a la derecha. Los contornos  $\theta_e$  son congruentes con los contornos del momento angular. Tomada de [15].

El hecho de que el aire caliente dentro del ojo esté descendiendo, en lugar de ascender, implica la existencia de una circulación térmica indirecta en el interior de intensos ciclones tropicales. Sin embargo, estas tormentas obtienen su energía cinética de la circulación térmica directa mucho más extensa fuera de la pared del ojo [16]. La figura 8 muestra una sección transversal radial de un intenso ciclón tropical. En esta figura se observa que en la parte superior de la capa límite hay aire cálido y húmedo debajo y aire caliente y seco arriba, con temperaturas de hasta  $30\text{ }^\circ\text{C}$  en el nivel de 2 a 3 km. y humedades relativas muy por debajo del 50 %. Estas características solamente son propias de intensos ciclones tropicales.

## 1.5. Estructura del viento

El viento puede representarse por medio de un vector tridimensional  $\vec{u}(t)$  que representa la velocidad y la dirección en el espacio en un determinado tiempo  $t$ . Este vector tiene componentes  $\vec{u} = u(x, y, z, t)\hat{x} + v(x, y, z, t)\hat{y} + w(x, y, z, t)\hat{z}$ , o simplemente  $\vec{u} = (u, v, w)$  en dirección hacia el este, norte y arriba [15]. Sin embargo, es poco probable encontrar un campo de viento que sea uniforme en espacio incluso aunque cambie en el tiempo; por lo que, en general, hay que considerar campos de vientos como funciones del espacio  $u, v, w$  y del tiempo  $t$ .

### 1.5.1. Circulación primaria

Varios aspectos importantes de la estructura básica de un ciclón tropical maduro pueden deducirse a partir de dos ecuaciones que expresan el balance de fuerzas en las direcciones radial y vertical. Estas son soluciones a las ecuaciones (1.55-1.60) para un vórtice estacionario que gira libremente.

Partiendo de la suposición de un flujo estacionario ( $\partial/\partial t = 0$ ) y si se ignora la segunda circulación, es decir, si la velocidad radial es idénticamente cero. Entonces la ec. (1.55) se convierte en la ecuación del viento del gradiente

$$\frac{v^2}{r} + fv = \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}. \quad (1.62)$$

La fuerza expresada por esta ecuación se llama el balance del viento del gradiente. Ya varios autores han demostrado que, en la atmósfera libre, la circulación tangencial media azimutal de los ciclones tropicales está en balance gradiente hasta una buena aproximación [35]. Tomando  $(\partial/\partial z)[(\rho \times \text{ec. (1.62)})]$  y  $(\partial/\partial r)$  [ec. (1.16)], y eliminando la presión se obtiene la ecuación del viento térmico

$$g \frac{\partial \ln \rho}{\partial r} + C \frac{\partial \ln \rho}{\partial z} = - \frac{\partial C}{\partial z}, \quad (1.63)$$

en donde se ha definido

$$C = \frac{v^2}{r} + fv, \quad (1.64)$$

para representar la suma de las fuerzas centrífugas y de Coriolis por unidad de masa.

La ecuación de viento térmico muestra que los vórtices ciclónicos en el hemisferio norte ( $v > 0$ ) tienen una velocidad tangencial del viento que decae con la altura  $\partial v/\partial z < 0$ ,  $\log \rho$  y de ello  $\rho$  también se deduce que tienen un radio decreciente a lo largo de la superficie isobárica. Por tanto, la temperatura virtual  $T_v(r, z)$  y  $\theta$  se incrementan, y el vórtice es un núcleo caliente  $\partial T_v/\partial r < 0$ . Esta predicción es consistente con las observaciones de que los ciclones tropicales son sistemas de núcleos calientes, y que la velocidad tangencial del viento decrece con la altitud.

Al comparar la magnitud de la fuerza de Coriolis y la magnitud de la fuerza centrífuga, el radio es  $R_o(r) = v/fr$ , lo cual se define como el número de Rossby local para el flujo. A partir de esto se sigue que la región del núcleo interior de un ciclón tropical está aproximadamente en balance ciclostrófico, esto es, que las fuerza

de Coriolis son pequeñas comparadas con las fuerzas centrífugas [35].

### 1.5.2. Cizalladura vertical del viento

En la atmósfera real, la densidad generalmente es una función tanto de la temperatura como de la presión, de tal manera que pueden haber gradientes horizontales de temperatura. Dado que la atmósfera se encuentra en gran medida en equilibrio geostrófico e hidrostático, cualquier gradiente de este tipo debe ir acompañado de una cizalladura vertical del viento (y viceversa) [19].

En particular, la cizalladura del viento vertical es particularmente relevante en la formación y la dirección del movimiento de ciclones tropicales porque implica cambios en la velocidad y dirección del viento con la altitud. Puede ocurrir en la atmósfera inferior y extenderse a los niveles superiores, y es lo suficientemente débil como para permitir que el vórtice del ciclón tropical en desarrollo permanezca intacto.

En un ciclón tropical, los vientos son una superposición del movimiento hacia adelante de la tormenta y la circulación ciclónica a su alrededor. Por lo tanto, las velocidades del viento tienden a ser mayores a la derecha (izquierda) de las trayectorias de los ciclones en el hemisferio norte (sur), y la convergencia y el ascenso en niveles bajos tienden a intensificarse en el cuadrante delantero derecho (izquierdo) [16].

Los fuertes vientos en rotación son el restado de la conservación del momentum angular de la rotación de la Tierra. El radio de la velocidad máxima del viento depende de la magnitud e intensidad de la tormenta. Esto se infiere a partir de que el aire fluye en dirección hacia dentro del eje de rotación. Mientras que en el hemisferio norte la rotación del ciclón ocurre en sentido antihorario, en el hemisferio sur los ciclones rotan en sentido horario.

Los vientos horizontales son más fuertes en la pared del ojo, y disminuyen abruptamente en el borde exterior del foso [35]. Esto se observa a partir de la figura 8. La pared del ojo representa una discontinuidad en la componente azimutal del viento: una singularidad en la cizalladura radial y la vorticidad. Mientras que dentro del

ojo, la velocidad del viento es ligera y a menudo hay una inversión en la parte superior de la capa límite [16]. Las observaciones en ciclones tropicales muestran que la velocidad del viento tangencial disminuye con la altura por encima de la capa límite. El vórtice, por su parte, se ensancha con la altura en la sentido de que el radio de la velocidad máxima del viento tangencial aumenta con la altitud [35].

Los intensos vientos asociados pueden causar daños a casas, edificios y otras estructuras terrestres, generar olas que pueden provocar el vuelco de embarcaciones oceánicas y producir marejadas ciclónicas que pueden inundar zonas bajas a lo largo de la costa [19]. Por esta razón las costas son áreas de alto riesgo ante los ciclones tropicales.



## 2. Modelos climáticos

Los modelos climáticos intentan representar y reproducir el comportamiento del clima mediante procesos computacionales y combinaciones de las componentes de la atmósfera. Sin embargo, no siempre los modelos logran representar adecuadamente el sistema climático real, por lo que dice que sus resultados son meramente aproximaciones.

Los modelos están diseñados para predecir el clima futuro, pero el desempeño de cada modelo en particular únicamente puede evaluarse con respecto a los datos del clima pasado o presente. Cuando se evalúa el desempeño de un modelo se simulan datos de climas pasados con la finalidad de ver cómo se comporta el modelo, pero también para obtener causas y características de estos datos [26]. Esto provee un amplio marco para establecer la validez del modelo en ciertas áreas.

Entre los objetivos finales de un modelo climático también se encuentra, no solo su capacidad para representar el clima del pasado, sino su habilidad para realizar pronósticos en función de las simulaciones del clima en el pasado y hacer proyecciones a futuro [33]. En ambos casos se emplean una combinación de escenarios para representar las concentraciones del efecto invernadero de la atmósfera y el uso de la tierra para los respectivos periodos de tiempo [27].

En general, los modelos climáticos dependen de los componentes del sistema climático en cuanto a la esquematización. Todos estos elementos deben considerarse, puesto que estas componentes y sus interacciones permiten el desarrollo de los modelos climáticos. El sistema climático puede dividirse principalmente en cinco componentes, comenzando por la atmósfera, la hidrósfera y la criósfera, hasta la superficie terrestre y la biósfera [26]. La actividad del ser humano, por otro lado, también regula los cambios que puedan haber dentro del sistema climático. En particular, durante los últimos años se ha experimentado drásticos cambios en cuanto a la emisión de gases y el uso de la tierra, por lo que su estudio puede contribuir a evaluar escenarios futuros en el tema de cambio climático [26].

Como se ha observado, los modelos climáticos dependen de un gran número de características y variables a través del espacio y tiempo. Los modelos climáticos

son sumamente importantes para el estudio del cambio climático y la predicción del clima. La predicción del clima estacional se puede estudiar ya sea por medio de modelos globales o regionales. En este capítulo se estudiará esta división entre los Modelos de Circulación Global (GCM) hasta los Modelos Climáticos Regionales (MCR) se estudiará a lo largo de este capítulo. Por un lado, los modelos de circulación global son modelos útiles para investigar los sistemas climáticos, incluyendo los futuros cambios posibles en la actividad de los ciclones tropicales, no obstante, no son capaces de reproducir todas las características de los ciclones tropicales [3]. Mientras que los modelos climáticos regionales (MCRs) estudian un área regional en particular utilizando datos de reanálisis. Por esta razón resulta mejor emplear los MCRs para estudios de tamaño regional.

Finalmente, en este capítulo también se hará una descripción del modelo climático RegCM que se usa en este proyecto. RegCM es bien conocido por ser un modelo que reproduce adecuadamente los cambios climáticos para el área de Guatemala. Se analizarán las componentes del modelo, así como también la dinámica y las parametrizaciones físicas.

## **2.1. Modelos de circulación global**

Los modelos de circulación global son modelos tridimensionales de tipo matemático que representan la circulación de una atmósfera u océano planetario. Usualmente la resolución vertical de estos modelos es mucho más fina que la resolución horizontal, utilizando muchas menos capas que el número de columnas [26]

Estos modelos se basan en ecuaciones Navier-Stokes sobre una esfera rotatoria utilizando términos termodinámicos para las diversas fuentes de energía [18]. Estas ecuaciones sirven de base para modelos complejos en programas de computador que normalmente se utilizan para simular las condiciones de la atmósfera y océanos de la Tierra, y dan resultados de diferentes variables como la precipitación, la temperatura, la presión, y otras variables climáticas. Generalmente, las ecuaciones se resuelven para dar el movimiento de masa como el campo de viento o las corrientes oceánicas, pero los modelos también deben incluir procesos como la formación de nubes y hielo marino y el transporte de calor, humedad y sal.

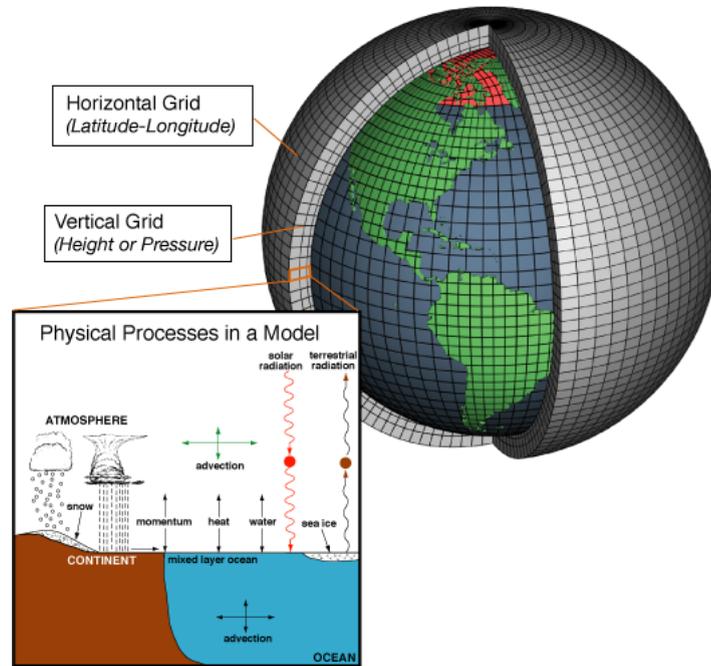


Figura 9: Representación esquemática de los procesos físicos en los modelos de circulación global (GCM). Tomada de [31].

Lo primero para obtener una solución a estas ecuaciones es colocar las condiciones atmosféricas y oceánicas en una serie de puntos de rejilla que se obtienen al dividir la superficie de la Tierra en rectángulos. De esta manera se pueden obtener acercamientos más adecuados a la realidad del océano y la atmósfera [26]. Los resultados son ecuaciones no lineales que se resuelven utilizando métodos numéricos en cada punto de la rejilla. Estos cálculos se hacen a partir de las condiciones iniciales especificadas para cada punto de la rejilla. Así que los modelos de circulación global pueden tener la capacidad de representar adecuadamente las condiciones oceánicas y atmosféricas reales, simulando tantos procesos como sea posible.

Entre los principales problemas que enfrentan los modelos de circulación global se encuentra el costo computacional. Debido a que se incluyen todos los procesos de los componentes climáticos, esto se vuelve altamente demandante y por tanto se hacen simplificaciones para algunos de los procesos, lo cual reduce en cierta parte el nivel de aproximación a la realidad de los modelos [26].

Por otro lado, la exactitud de estos modelos depende de la resolución espacial de la grilla y del tamaño de paso utilizados. Ya se han hecho diversos estudios en

cuanto a la influencia de la resolución de los modelos en la precisión y exactitud de los resultados. Sin embargo, cada modelo debe considerar la resolución necesaria para alcanzar sus objetivos, el tiempo que se simulará y la capacidad de cómputo disponible.

## 2.2. Modelos climáticos regionales

Ya se ha visto la necesidad de utilizar modelos de circulación global en el marco de las simulaciones y proyecciones climáticas. Sin embargo, dichos modelos, aunque funcionan bien a escalas continentales, sus resultados no son realistas a escalas locales, como muchas veces se necesita para estudios más particulares. Es por esta razón que se han desarrollado los modelos climáticos regionales (RCMs) que transformen los resultados de los modelos de circulación global a escalas regionales en resultados más realistas de acuerdo con las observaciones [27].

Los modelos climáticos regionales (RCMs) son modelos de alta resolución espacial que utilizan los valores de los GCMs como condiciones iniciales y de frontera. También funcionan bajo las mismas consideraciones físicas y dinámicas que los GCMs. Sin embargo, a diferencia de los modelos globales, los modelos regionales se enfocan en regiones más pequeñas, en resoluciones que van desde los 50 km hasta los 1-5 km más recientemente. Este aumento en la resolución añade valor en regiones con orografía variable, contrastes tierra-mar y otros, así como en la captura de eventos agudos, de corta duración y extremos [36].

Existen varias ventajas de los modelos climáticos regionales sobre los modelos de circulación global. Para empezar, por medio de los modelos climáticos regionales es posible lograr predicciones más precisas debido al aumento en su resolución horizontal y las parametrizaciones para determinar los procesos atmosféricos a menor escala [33]. Así que también pueden representar mejor la relación entre la atmósfera y la superficie de la tierra [33]. Además, los RCMs generan detalles adicionales en comparación con los GCMs en el modo de proyección climática [36].

## 2.3. Descripción de RegCM

La simulación climática RegCM, por sus siglas en inglés, (Regional Climate Model) es un modelo de clima regional desarrollado por el Centro Internacional de Física Teórica (ICTP) que se puede aplicar en cualquier región del mundo. Está diseñado para ser un código público, de código abierto, fácil de usar y portátil [10]. Históricamente es el primer modelo de área limitada desarrollado para simulaciones climáticas regionales a largo plazo [10].

El modelo RegCM fue uno de los primeros modelos de área limitada desarrollado para realizar simulaciones de larga duración. Se ha aplicado para diversos estudios, como los estudios del clima en el pasado y las simulaciones que predicen el clima del futuro [13]. El modelo ha ido evolucionando con el paso de los años, y para este trabajo de graduación se hace uso de la versión RegCM5.0, que incluye el uso del núcleo no hidrostático a partir del modelo de predicción climática MOLOCH.

Este modelo ha sido aplicado principalmente en la región de Europa. Sin embargo, actualmente existen investigaciones para Centro América utilizando RegCM y otros modelos climáticos regionales, las cuales experimentan la simulación de la temperatura y la precipitación [33]. Para compilarlo se puede utilizar datos de reanálisis o datos futuros generados por otras simulaciones climáticas como ERA-Interim [10]. Estos son datos de reanálisis de escala global y baja resolución generados en los grandes centros de modelación climáticos de los países desarrollados [1].

A continuación se hará una breve descripción del modelo. Para esto se revisarán primero las componentes del modelo, distinguiendo entre el núcleo hidrostático y el no hidrostático; y luego describiendo la rejilla del modelo climático. Posteriormente se explicará acerca del conjunto de ecuaciones dinámicas que resuelve RegCM para finalmente describir las clases de parametrizaciones físicas con las que cuenta el modelo.

### 2.3.1 Componentes del modelo

El núcleo dinámico de la versión estándar de RegCM es el modelo hidrostático, el cual resuelve las ecuaciones de fluidos solamente para la componente horizontal,

asumiendo equilibrio hidrostático para la componente vertical de la velocidad del viento. Sin embargo, el modelo tiene tres núcleos dinámicos: solucionador de ecuaciones hidrostáticas, solucionador de ecuaciones no hidrostáticas con coordenadas de presión y con coordenadas de alturas.

La diferencia entre el hidrostático y el no hidrostático es que en el modelo hidrostático la velocidad del viento solo tiene componentes horizontales y en la dirección vertical se asumen que existe equilibrio hidrostático. Mientras que en el no hidrostático, el viento también tiene componente  $z$  de la velocidad y no se asume equilibrio hidrostático sino que se resuelve la ecuación de los fluidos para la dirección vertical también.

El modelo no hidrostático produce mejores resultados, porque toma en cuenta al movimiento vertical del viento, el cual es bastante más lento que en la dirección horizontal, pero en eventos de lluvia donde hay convección profunda, allí sí puede ser más grande. El núcleo dinámico no hidrostático está basado en la implementación del núcleo dinámico no hidrostático MM5 dentro del marco de RegCM que tiene un diferente conjunto de física de modelo de sub-rejilla [5].

El modelado del sistema RegCM tiene cuatro componentes: Terrain, ICBC, RegCM y Postprocessor [10]. Las variables terrestres (Terrain) como la elevación, tipo de suelo y temperatura superficial del mar y los datos meteorológicos tridimensionales se interpolan horizontalmente desde una malla de latitud y longitud a un dominio de alta resolución en las proyecciones disponibles [10].

En cuanto a la rejilla horizontal, esta es del tipo Arakwa-Lamb B-staggering de las variables de velocidad con respecto a las variables escalares. Esto significa que las variables escalares están definidas al centro del cuadro de la rejilla, mientras que las componentes horizontales de la velocidad del viento ( $u, v$ ) se ubican en las esquinas, señalados con círculos. Los datos se ingresan al modelo, y los preprocesadores hacen lo necesario interpolación para asegurar la coherencia con la rejilla [10].

La rejilla vertical es un poco más compleja. Lo que se hace es una interpolación vertical desde los niveles de presión al sistema de coordenadas  $\sigma$ . El modelo hidrostático utiliza la coordenada adimensional  $\sigma$  para definir los niveles del modelo, en donde  $p$  es la presión,  $p_t$  es una constante específica de presión tope y  $p_s$  es la

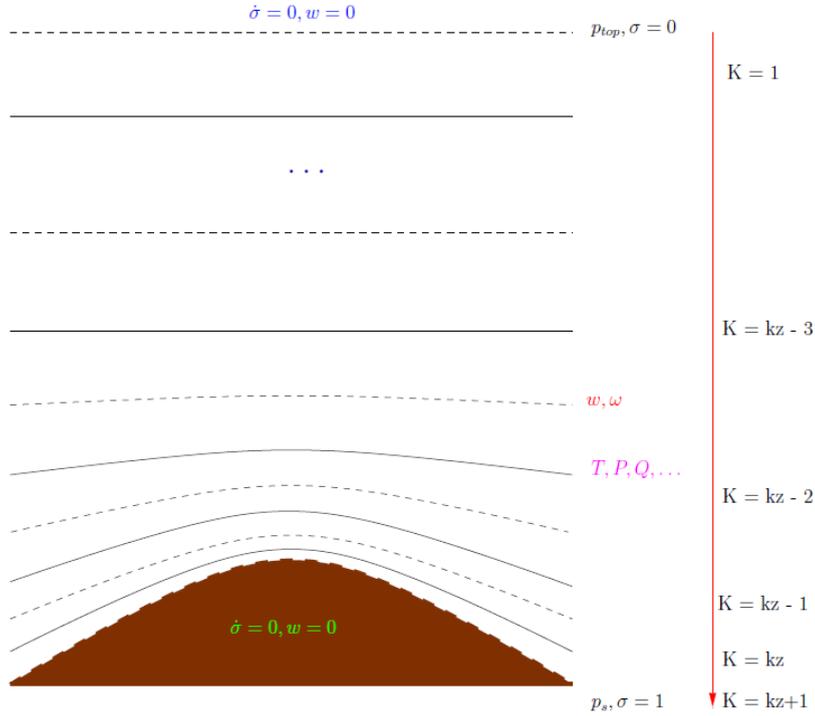


Figura 10: Representación esquemática de la estructura vertical de la presión basada en niveles del modelo. Este ejemplo es para  $KZ$  capas verticales. Las líneas punteadas denotan niveles completamente sigma, y las líneas sólidas denotan niveles medianamente sigma. Tomada de [10].

presión en la superficie [10]. El nivel  $\sigma$ , por tanto, se define como

$$\sigma = \frac{(p - p_t)}{(p_s - p_t)}. \quad (2.1)$$

A partir de lo anterior puede definirse lo siguiente

$$p^*(x, y) = p_s(x, y) - p_t. \quad (2.2)$$

Para el modelo no hidrostático, se utilizan coordenadas adimensionales similares, pero está definida completamente a partir de la presión de referencia. Dado un perfil atmosférica de referencia, se tiene

$$p(x, y, z, t) = p_0(z) + p'(x, y, z, t), \quad (2.3)$$

$$T(x, y, z, t) = T_0(z) + T'(x, y, z, t), \quad (2.4)$$

$$\rho(x, y, z, t) = \rho_0(z) + \rho'(x, y, z, t). \quad (2.5)$$

En donde la coordenada vertical sigma está definida como

$$\sigma = \frac{(p_o - p_t)}{(p_s - p_t)}, \quad (2.6)$$

en donde  $p_s$ ,  $p_T$  y  $p_o$  están definidas como en el núcleo hidrostático.

A partir de aquí se infiere que  $\sigma$  es cero en la parte superior y uno en la superficie, por lo que cada nivel del modelo está definido por un solo valor de  $\sigma$ . Estos valores no tienen que estar necesariamente espaciados de manera uniforme. Por tanto, la resolución de la capa límite o frontera es mucho más fina que la anterior y el número de niveles puede variar según la conveniencia del usuario [10].

También tiene cuatro mapas de proyecciones: Lambert Conforme, Polar Estereográfica, Mercator Normal y Mercator Rotada. En particular, la proyección Mercator Normal para bajas latitudes. Las proyecciones en el modelo conservan la forma de áreas pequeñas, de modo que  $dx = dy$  en todas partes, pero la longitud de la cuadrícula varía a lo largo del dominio para permitir una representación de una superficie esférica en una superficie plana [10].

### 2.3.2 Dinámica del modelo

En general el modelo climático RegCM permite escoger entre un núcleo hidrostático y otro no hidrostático. Las diferencias entre ambos tipos de núcleos se ha descrito en la sección anterior. En función del tipo de núcleo, el modelo resuelve un conjunto de ecuaciones dinámicas primitivas que describen el movimiento de la atmósfera. Las ecuaciones dinámicas están discretizadas utilizando la técnica de diferencias finitas en una rejilla computacional tridimensional con una resolución horizontal fija y terrain siguiendo las coordenadas verticales [10].

En el núcleo hidrostático la descripción de la atmósfera se obtiene resolviendo las siguientes ecuaciones con la discretización anteriormente mencionada:

- Ecuaciones de momentum horizontal
- Ecuación de continuidad
- Ecuación termodinámica
- Ecuación hidrostática

En el caso del núcleo no hidrostático, como  $p^*$  es constante en el tiempo, la ecuación de continuidad ya no aplica, aparece un término *DIV* en las ecuaciones primitivas. Además, los términos de ondas acústicas se separan de los términos más lentos en variar y se manejan con pasos de tiempo más cortos, de manera que las ecuaciones reducidas solamente contienen interacciones entre momentum y presión [10].

### 2.3.3 Parametrizaciones del modelo

El modelo climático RegCM utiliza una serie de parametrizaciones físicas para representar algunos procesos naturales que intervienen en el transporte de energía, momentum y humedad, tales como:

- Radiación (Onda corta y larga)
- Convección
- Difusión turbulenta
- Humedad (nubes y precipitación)
- Intercambios de flujos con superficie (modelo de suelo y flujos de océano)
- Transporte de trazadores y química (aerosoles y química completa)

Una de estas parametrizaciones es el transporte radiativo. Esta parametrización es tomada del modelo NCAR CCM3 (Community Climate Model) [21]. La parametrización de la dispersión y la absorción de las nubes sigue aquella propuesta por

Slingo [14], según la cual las propiedades ópticas de las gotas de las nubes (profundidad óptica de extinción, albedo de dispersión única y parámetro de asimetría) se expresan en términos del contenido de agua líquida de la nube y el radio efectivo de la gota.

Cuando se forman cúmulos, la cobertura de nubes fraccional de los puntos de la cuadrícula es tal que la cobertura total de la columna que se extiende desde el nivel de la base de las nubes calculado por el modelo hasta el nivel superior de las nubes es una función del espaciamiento horizontal de los puntos de la rejilla. También se supone que el espesor de la capa de nubes es igual al de la capa del modelo, y se especifica un contenido de agua de nube diferente para las nubes medias y bajas [10].

Por otro lado, RegCM también cuenta con dos modelos que describen el papel de la vegetación y el tipo de suelo en el intercambio de la humedad. Para esto modifica los intercambios de impulso, energía y vapor de agua entre la superficie y la atmósfera [10]. Estos son los modelos Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) y el Community Land Model (CLM). BATS sin duda muestra una marcada mejora en la representación del ciclo hidrológico de superficie en regiones montañosas [10]. Por otro lado, CLM es el modelo de superficie terrestre desarrollado por NCAR como parte del Modelo de sistema climático comunitario (CCSM). Este modelo cuenta con cinco posibles capas de nieve con una representación adicional de rastros de nieve y diez capas de suelo espaciadas de manera desigual con soluciones explícitas de temperatura, agua líquida y agua helada en cada capa [10].

RegCM también cuenta con esquemas para la capa límite planetaria (PBL) que consideran el transporte vertical de energía, momento y humedad. Hay dos posibles esquemas: el Holstslag y el UW Turbulence Closure Model (UW).

En cuanto a la precipitación, RegCM utiliza dos clases de esquemas. Por un lado, están los esquemas para precipitación convectiva y, por el otro lado, están los esquemas para la generación de precipitación por procesos no convectivos. Para la precipitación convectiva se cuenta con tres tipos de esquemas: Kuo, Grell y MIT-Emanuel. La actividad convectiva en el esquema Kuo se inicia cuando la convergencia de humedad  $M$  en una columna excede un valor umbral y el sondeo vertical es convectivamente inestable [10]. Ahora bien, el esquema Grell, considera nubes como

dos circulaciones estacionarias: de arrastre y empuje [10]. Este esquema cuenta con un amplio rango de parámetros que pueden utilizarse para optimizar su desempeño.

En cuanto al esquema MIT-Emanuel, este asume que la mezcla en las nubes es altamente episódica e heterogéneo y considera flujos convectivos basados en un modelo idealizado de empujes y arrastres a escala de subnube. Este es uno de los esquemas de convección más complejos que también incorpora diversos parámetros que pueden utilizarse para optimizar el desempeño del modelo en diferentes regiones climáticas. Sobre estos y otros esquemas de precipitación se profundizará más en el siguiente capítulo.

También existe otra clase de esquema de precipitación que se usa para manejar las nubes no convectivas y la precipitación resuelta por el modelo. Este es el Subgrid Explicit Moisture Scheme (SUBEX) [32]. SUBEX tiene en cuenta la variabilidad de la subred en las nubes vinculando la humedad relativa promedio de las celdas de la red a la fracción de nubes y al agua de las nubes después del trabajo [10].

Por otro lado, la microfísica de las nubes se toma en cuenta sobre la base del esquema Integrated Forecast System (IFS) del European Centre for Medium Weather Forecast. En este modelo se considera que el contenido de agua líquida helada son independientes. que la lluvia y la nieve ahora precipitan con una velocidad fija, finita y terminal, que puede ser advectada por las tres dimensiones del viento. El modelo lo que hace es resolver las cinco ecuaciones prognósticas para el vapor de agua, nube de agua líquida, lluvia, hielo y nieve. Finalmente, corrobora la conservación de la entalpía y el total de humedad al final de cada paso de tiempo [10].

RegCM también considera el flujo de energía, momento y humedad que ocurre entre océano y atmósfera, usando BATS como se describió anteriormente, y empleando también la temperatura superficial del mar (SST). RegCM prescribe por defecto las temperaturas de la superficie del mar (SST) cada seis horas a partir de productos de SST semanales o mensuales interpolados temporalmente. Estos productos, que se producen a partir de recuperaciones satelitales y mediciones in situ, son representativos de la temperatura media en los primeros metros superiores del océano. También hay dos esquemas para calcular la fuerza del gradiente de presión.

Finalmente, RegCM permite acoplar un modelo de lago desarrollado por [12] al

modelo atmosférico. En el modelo del lago, los flujos de calor, humedad y momento se calculan basándose en datos meteorológicos y en la temperatura y el albedo de la superficie del lago. El calor se transfiere verticalmente entre las capas del modelo de lago mediante mezclas convectivas y remolinos. El hielo y la nieve pueden cubrir parte o la totalidad de la superficie del lago [10]. RegCM también permite representar los procesos de emisión de polvo, lo cual es fundamental en el modelo de polvo y depende de las condiciones del viento, las características del suelo y el tamaño de la partícula [10]. En particular, esta clase de parametrizaciones resultan efectivas en las zonas semi desérticas y desérticas.

### 2.3.4 Herramientas gráficas del modelo

La salida de las simulaciones de RegCM vienen en formato NetCDF (.nc), por lo que se requieren herramientas gráficas particulares para poder manipular los resultados. El Sistema de Visualización y Análisis de Cuadrícula, o GrADS por sus siglas en inglés, es una herramienta de escritorio gráfica que permite visualizar, interactuar y manipular información científica, tales como la lectura de archivos NetCDF (.nc) en forma de gráficas.

Por medio de GrADS también es posible comparar dos conjuntos de datos. Las diferencias pueden ser analizadas desde el punto de vista cualitativo y cuantitativo. Las gráficas representan datos de tipo cualitativo. Para observar datos que representen la diferencia en forma cuantitativa fue necesario emplear el cálculo de la media cuadrática. La media cuadrática es una medida de las diferencias entre dos variables, en este caso, estas dos variables son la precipitación del conjunto de datos históricos y la precipitación proyectada por RegCM. La media cuadrática se puede calcular de la siguiente forma

$$x_{RMS} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i^2}. \quad (2.7)$$

En este caso  $x_i$  es la diferencia entre los datos históricos y los datos de RegCM en cada punto del dominio. La función aave calcula el promedio de la diferencia en el área que compone el dominio. Esta área se especifica con los intervalos de latitud y longitud previamente hallados.

### 3. Comparación con esquemas de precipitación

El rendimiento de los modelos climáticos depende en gran medida de la física del modelo y de las parametrizaciones físicas aplicadas. Los procesos atmosféricos, como los movimientos turbulentos y convectivos, pueden ocurrir a tan pequeña escala que pueda estar por debajo del tamaño de la rejilla del modelo, de modo que el modelo no puede resolver estos procesos, por lo que estos procesos generalmente están parametrizados [27].

Los esquemas de precipitación o convección tienen mucha utilidad en física atmosférica porque son importantes para la generación de nubes profundas y precipitación, especialmente en los trópicos, pero como tienen un carácter de subescala, es necesario parametrizarlos [24]. En particular, en muchos estudios se ha demostrado que la elección del esquema de precipitación desempeña un rol importante en capturar distintas características de los ciclones tropicales, incluyendo así también su desarrollo [3]. Existen diferentes esquemas de precipitación, pero los analizados en este proyecto y más frecuentemente aplicados en el área tropical son Emanuel, Tiedtke y Kain-Fritsch.

A continuación se hará una descripción general de la dinámica detrás de los diferentes esquemas de precipitación. Se comenzará analizando el esquema Emanuel, su base observacional, su diseño y sus principales ventajas y desventajas con respecto de otros esquemas. Luego se hará una revisión de los otros dos esquemas de precipitación, Tiedtke y Kain-Fritsch, respectivamente, analizando los mismos aspectos. Al final también se incluye una tabla de comparación que analiza las principales diferencias entre los esquemas de precipitación descritos.

#### 3.1. Esquema de precipitación Emanuel

El esquema de precipitación Emanuel es un esquema desarrollado por Kerry Emanuel [7], [8] y [9]. Según Emanuel [8] una representación efectiva de la convección debe construirse sólidamente sobre la física y la microfísica de los procesos de las nubes, tal como se deduce de las observaciones, los modelos numéricos de las nubes y la teoría numérica.

La convección de cúmulos es un proceso clave para controlar el contenido de vapor de agua de la atmósfera, que a su vez es el mayor mecanismo de retroalimentación del cambio climático en los modelos climáticos globales. Sin embargo, se ha prestado poca atención al diseño de representaciones convectivas que intenten manejar el vapor de agua con fidelidad, y menos aún a la evaluación de su desempeño [8]. Por esto el esquema se centra en abordar esta deficiencia.

### **3.1.1. Base observacional**

La base observacional de estas afirmaciones radica en las observaciones de la aparición de corrientes descendentes penetrantes. Estas observaciones arrojaron serias dudas sobre la validez de tratar a las nubes mismas como columnas que arrastran masa [8]. El modelo de columnas no podía predecir algunas de las características observadas en las nubes. Hay otros modelos en el extremo opuesto que bien podrían resolver las paradojas que los modelos clásicos no pueden explicar. Este modelo explica que las parcelas de aire individuales a escala de subnube finalmente llegan a sus niveles individuales de flotabilidad neutra, de modo que una sola "nube" puede desinflarse en múltiples niveles [8]. Sin embargo, el esquema de precipitación Emanuel busca un modelo que prediga dónde finalmente se desinflará el aire. Por esto sigue la idea de la clasificación por flotabilidad que se ha ido confirmando cada vez más mediante observaciones, y en particular por los trabajos de Taylor y Baker [38].

Por otro lado, el modelo también toma como base los efectos observados de las corrientes descendentes insaturadas. Emanuel también demostró que las corrientes descendentes son responsables de prevenir la espontánea génesis de los ciclones tropicales sobre los océanos calientes [8].

### **3.1.2. Diseño del esquema**

La base de este esquema de convección es la representación por convección descrita por Emanuel [7]. Este esquema parece funcionar de manera comparable a otros cuando se ejecuta en modelos regionales de pronóstico del tiempo.

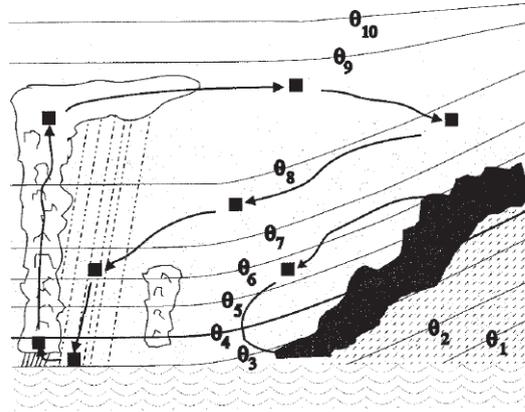


Figura 11: Control del vapor de agua libre en la atmósfera mediante procesos de nubes. El diagrama se extiende desde el ecuador (izquierda) hasta latitudes altas (derecha) y desde la superficie hasta la estratosfera inferior. Las nubes blancas representan cúmulos, y las oscuras representan un ascenso inclinado en los sistemas baroclínicos. Las líneas finas y continuas son superficies isentrópicas. Las parcelas que cruzan superficies isentrópicas hacia valores más altos de temperatura potencial ( $\theta$ ) deben hacerlo dentro de las nubes. Los paquetes que se hunden a través de las superficies  $\theta$  experimentan enfriamiento radiativo y/o evaporativo. Tomada de [9].

Este esquema de convección está diseñado específicamente teniendo en mente la predicción precisa del vapor de agua. El contenido de vapor de agua atmosférico está controlado por circulación a gran escala, flujos de superficie, y procesos microfísicos de las nubes. Para producir predicciones precisas de la evolución del vapor de agua atmosférico, se requiere una explicación precisa de los importantes procesos microfísicos que operan en las nubes convectivas, pero dicha contabilidad introduce un número potencialmente grande de parámetros ajustables en el esquema [7]. Dichos parámetros deben optimizarse de acuerdo con las condiciones de cada experimento.

Al diseñar ese esquema se reconoció que una buena representación de la convección debería estar en consonancia con importantes propiedades observadas en los cúmulos, incluyendo:

1. La capacidad de los cumulonimbus profundos para penetrar hasta el nivel de flotabilidad neutra del aire no diluido de la capa de subnube.
2. No obstante (1), se considera que la masa de una nube convectiva está compuesta principalmente de aire arrastrado.

3. Las corrientes descendentes saturadas pueden ser tan fuertes como las corrientes ascendentes en los cúmulos no precipitantes.
4. Las corrientes descendentes no saturadas impulsadas por la evaporación de la precipitación son importantes agentes de transporte.

El esquema sigue el modelo de la clasificación por flotabilidad. Esta idea consiste en suponer que la mezcla de las nubes es altamente episódica y no homogénea, en lugar de continua como en el modelo de columnas clásico. La convección se activa cuando el nivel de flotabilidad neutra es mayor que el nivel de la base de las nubes. Emanuel considera flujos convectivos basados en un modelo idealizado de corrientes ascendentes y descendentes a escala subnube [10]. Entre estos dos niveles, el aire se eleva y una fracción de la humedad condensada forma precipitación mientras que la fracción restante forma la nube, y la nube se mezcla con el aire del ambiente [25].

Así que el aire que se mezcla en una nube desde el medio ambiente forma un espectro de mezclas de diferentes fracciones de mezcla, que luego ascienden o descienden a sus respectivos niveles de flotabilidad neutra [8]. La fracción de flujo total de aire que procede de la nube mezclado con el ambiente es proporcional a la razón de cambio de flotabilidad con la altura [25].

Sin embargo, la hipótesis de la clasificación por flotabilidad por sí sola deja abierta la cuestión de la tasa de mezcla entre la columna y su entorno. Este es uno de los grandes problemas no resueltos de la convección de cúmulos.

### **3.1.3. Comparación con otros esquemas**

La principal diferencia entre el esquema Emanuel y otros modelos de representación de precipitación existentes es que el primero considera las corrientes ascendentes y descendentes a escala de subnubes, más que las nubes mismas, como los principales agentes del transporte convectivo. En los esquemas más populares como Tiedtke la calefacción integrada verticalmente está limitada por la convergencia explícitamente resuelta del vapor de agua. Mientras que otros autores como Fritsch y Chappell han

desarrollado esquemas que se activan si y solo si la gran escala es inestable para el ascenso de parcelas [8].

Ese esquema ofrece varias ventajas en comparación con las otras opciones de convección. Incluye una formulación de la autoconversión del agua de las nubes en precipitación dentro de los cúmulos, y la precipitación se agrega a una corriente descendente única, hidrostática e insaturada que transporta calor y agua, [10]. Esta corriente descendente transporta calor y sustancia acuosa, y la precipitación se evapora según una ecuación de velocidad estándar [7].

## **3.2. Esquema de precipitación Tiedtke**

El esquema de convección Tiedtke es una parametrización del flujo de masa y dinámica del momento vertical que determina la inestabilidad y las propiedades de las nubes convectivas resultantes [27]. El esquema ha sido previamente utilizado en modelos globales como European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECFMWF); y ha sido recientemente insertada en el RegCM 4.3 de modo experimental [25].

El esquema de precipitación Tiedtke es un esquema pronóstico de nubes que parte de las ecuaciones para el aire de nube y el contenido de agua de nube, derivando ecuaciones pronósticas para las variables de nube.

### **3.2.1. Suposiciones básicas**

Los estudios de datos reales han demostrado que, durante los periodos de convección tropical, y para reproducir las contribuciones de la convección a los procesos de calor en modelos a gran escala, es suficiente con describir la población de nubes por un altamente idealizado conjunto de nubes. Las nubes están representadas por prototipos simples de columnas de inclusión unidimensionales [25], [23].

Los estudios observacionales indican que un enfoque de flujo de masas puede proporcionar un marco realista para la parametrización de cúmulos en modelos a gran escala [23].

### 3.2.2. Diseño del esquema

El esquema considera una población de nubes que se representan por un modelo unidimensional y se consideran tanto las corrientes ascendentes como descendentes [24]. Según Tiedtke [23], hay varias condiciones que determinan el comportamiento del esquema.

1. El modelo considera que la convección de cúmulos puede producir nubes de varios tipos que precipiten y que no precipiten. En modelos de gran escala estas nubes son difíciles de representar, por lo que suelen parametrizarse. En este esquema la parametrización de estas nubes se obtiene considerando que la formación de nubes son condensados producidos en los cúmulos de corrientes ascendentes y excluidos del aire ambiental. Esta representación es más sencilla por medio del esquema de flujo de masa [23].
2. En el esquema se implementan tres clases de convección. La convección de introducción profunda y la convección de nivel medio son producidos por flujos convergentes húmedos a gran escala, y finalmente la convección superficial es mantenida por el suministro de humedad debido a la evaporación superficial [24]. En cada punto de rejilla ocurre solo un tipo de convección durante cada paso de tiempo [1].
3. Se consideran nubes de estratocúmulos en la superficie de las capas convectivas fronterizas, y la formación de nubes por procesos no convectivos.
4. En el esquema, las nubes se evaporan a través de dos procesos: en relación con el descenso a gran escala y el calentamiento diabático, y la mezcla turbulenta de aire de nube y aire ambiental no saturado.

La convección se activa cuando la convergencia de humedad se vuelve mayor que el flujo de humedad de la capa límite [3]. El esquema compara la temperatura de la parcela cerca de la superficie a temperatura ambiente, y activa la convección si la parcela está 0.5 K más caliente que su entorno [27].

En la versión aplicada a RegCM, la condición de cerradura para la convección profunda estipula que la energía potencial convectiva disponible (CAPE) se consuma totalmente en los procesos de convección en una escala de tiempo determinada, que depende de la resolución espacial del modelo [25].

### **3.2.3. Ventajas y desventajas**

Aunque hay muchas áreas en donde el esquema puede ser extendido y refinado, sin duda el beneficio más aparente es que representa completamente los procesos de nubes de lo que es posible con esquemas diagnósticos simples. Además, su amplio uso en la predicción del clima ha tenido resultados positivos en los experimentos realizados con el modelo global ECMWF [23].

Por otro lado, hay otros procesos que pueden separarse como los procesos del agua y el hielo de nube, e incluir la advección de variables de nube. Se reconoce también la necesidad de mejorar la exactitud del modelo para nubes de nivel medio y de nivel bajo [23].

## **3.3. Esquema de precipitación Kain-Fritsch**

El esquema KF se derivó del CPS de Fritsch-Chappell. Fritsch y Chappell (1980) describen su marco fundamental y sus supuestos de cierre. El modelo es único en cuanto a su representación de las tasas ambientales de inclusión y exclusión. El esquema ha sido recientemente insertado en el RegCM 4.5 de modo experimental.

### **3.3.1. Base observacional**

Recientes observaciones sugieren que la mayor parte de la mezcla entre nubes y sus ambientes ocurre cerca de la periferia de las nubes de manera no homogénea. Esto indica que las corrientes de eddie generan continuamente mezclas que contienen aire nuboso y claro. Pero también implica que las flotabilidades de las subparcelas individuales de las nubes son distintas de la flotabilidad promedio de la nube en general [20].

Estas observaciones y características de la distribución de temperatura son lo que inspira el concepto de un nuevo esquema de inclusión y exclusión.

### 3.3.2. Dinámica del esquema

En este nuevo modelo se asume que cualquier mezcla de flotabilidad negativa se excluye de la nube, mientras que aquellas mezclas con flotabilidad positiva se incluyen en la nube [20]. Para seguir describiendo el esquema, es conveniente compartimentarlo en tres partes: 1) la función de activación convectiva, 2) la formulación del flujo de masa y 3) los supuestos de cierre [17].

1. La primera tarea del esquema es identificar capas fuente potenciales de nubes convectivas, es decir, capas fuente de corrientes ascendentes. Típicamente, algo de la masa que inicialmente se mezcla en la nube se combina con el aire ascendente hasta lograr mezclas con flotabilidad negativa que probablemente nunca penetrarán lo suficientemente lejos para diluir las propiedades promedio de las corrientes ascendentes.
2. Las corrientes ascendentes convectivas en el esquema KF se representan utilizando un modelo de columna de inclusión y en estado estacionario, donde la temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ) y el vapor de agua ( $q_v$ ) son incluidos y excluidos. Las tasas de inclusión y exclusión son inversamente proporcionales: las altas tasas de arrastre se ven favorecidas por una alta (baja) flotabilidad de las parcelas y ambientes húmedos (secos). Se requieren flujos de masa ambientales para compensar los transportes ascendentes y descendentes en las corrientes ascendentes y descendentes, de modo que el flujo de masa convectivo neto en cualquier nivel de la columna sea cero.
3. Básicamente en los supuestos de cierre, KF reorganiza la masa en una columna utilizando la corriente ascendente, la corriente descendente y los flujos de masa ambientales hasta que se elimina al menos el 90 % de la energía potencial convectiva disponible (CAPE).

Sin embargo, a lo largo del tiempo, se han introducido diversas modificaciones a la versión original, como las formulaciones de las corrientes ascendentes y descendentes, y algunos cambios a la suposición de cierre CAPE, tal y como se documenta en [17].

También se incluye la dinámica del momento vertical para estimar si existe inestabilidad, y si alguna de estas inestabilidades está disponible para el crecimiento de nubes, y cuáles son las propiedades de las nubes convectivas [17]. Por tanto, lo que desencadena la convección básicamente es la identificación de potenciales capas de origen para nubes convectivas, a lo que se les llama capas originales de corriente ascendente [17].

### 3.3.3. Comparación con otros esquemas

Después de haber analizado todos los esquemas de precipitación de manera individual, es posible resumir las características principales de cada uno en la siguiente tabla:

Esquema	Disparador	Inclusión
Emanuel (1991)	La flotabilidad excede el nivel base de nubes.	Variable del modelo de escala de subnube sobre la flotabilidad de la parcela.
Tiedtke (1996)	Cerradura de convergencia de humedad.	Convergencia de humedad bajo condiciones estáticas.
Kain-Fritsch (1990)	Perturbación basada en el movimiento del nivel vertical bajo.	Variable a la flotabilidad de la parcela de aire

Cuadro 1: Tabla de comparación entre las características de los esquemas de precipitación. Tomada de [39].

El esquema de convección Kain-Fritsch se parece al esquema Tiedtke en que ambos utilizan parametrizaciones del flujo de masa. Sin embargo, a diferencia de Tiedtke, que activa la convección si la parcela está 0.5 K más caliente que su ambiente, Kain-Fritsch utiliza el método de la parcela lagrangiana [27].

A diferencia de Tiedtke, el esquema Kain-Fritsch está basado en CAPE para una parcela de arrastre en lo que se refiere a la convergencia de la humedad, dependiendo sólo de la mezcla turbulenta [17]. Esto permite que la precipitación convectiva sea relativamente más realista en el modelo de Kain-Fritsch.

## 4. Distribuciones de variables usando RegCM

En este capítulo se hará una breve descripción de las condiciones climáticas de Guatemala antes, durante y después de la tormenta tropical Agatha del 2010. Primeramente se evalúan los cambios de las variables climáticas para ubicar el comienzo y final de la tormenta. Para evaluar estos cambios se realizan matrices de gráficas que muestren la progresión de las variables climatológicas antes, durante y después de la tormenta. En particular se utiliza la progresión temporal de la precipitación para delimitar el comienzo y el final de la tormenta.

Luego se analizarán las distintas variables climatológicas como la presión, la temperatura y los vientos para explicar el comportamiento del modelo RegCM al describir a la tormenta. En esto también se compararán las simulaciones hechas con distintos esquemas de precipitación, tales como Emanuel, Tiedtke y Kain-Fritsch; mostrando así las diferencias entre cada uno de estos esquemas. Finalmente, los resultados de la precipitación total se compararon estos resultados con datos históricos de bases de datos como The Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station (CHIRPS) y The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM).

Las simulaciones fueron realizadas inicialmente para un periodo de 13 días, del 21 de mayo al 3 de junio del 2010. Se utilizó una resolución espacial de 20 km con la configuración no hidrostática del modelo y los datos ERA-Interim para resolver las condiciones iniciales y de frontera. Además, se empleó una grilla de 100x100 puntos, con 23 niveles verticales. La proyección utilizada fue la Mercator Normal, centrada en (14.31°N, 90.79°W). Los otros esquemas de parametrización se utilizaron en su configuración por defecto, con excepción del esquema de precipitación, que fue variándose desde Emanuel, hasta Tiedtke y Kain-Fritsch.

## 4.1. Origen de la tormenta tropical Agatha

Guatemala es un país cuya ubicación geográfica le hace propenso a sacudidas geológicas y climáticas frecuentes y de alta intensidad, como terremotos, erupciones volcánicas, sequías, tormentas y huracanes. Las tormentas y huracanes son tan comunes, que suelen aparecer por temporadas bajo las condiciones de origen designadas anteriormente.

Sin embargo, lo particular de la tormenta tropical Agatha es el hecho de que este ciclón haya tocado tierra en Guatemala [37]. Este es un fenómeno raro para los ciclones tropicales del área.

La tormenta Agatha fue la primera tormenta de la temporada de huracanes del 2010 en el Pacífico Oriental [11]. El origen de la tormenta Agatha fue el resultado de una compleja interacción entre varias olas tropicales [37]. Se observó que el ciclón se originó al este del Océano Pacífico el 24 de mayo, cerca de las costas de Costa Rica, y posteriormente se desplazó a las costas de Guatemala entre el puerto San José y la frontera con México [11]. Durante este tiempo otras olas tropicales cruzaron Centroamérica para finalmente ser absorbidas en el sistema de baja presión formado por la ola inicial [37].

Los ciclones tropicales son conocidos por ser sistemas de baja presión. Usualmente las presiones más bajas se ubican en el ojo del ciclón y las presiones más altas están en los alrededores. La figura 12 muestra cómo las distintas simulaciones, que emplean esquemas de precipitación diferentes, modelan el sistema de baja presión (la tormenta tropical Agatha) con distintas distribuciones espaciales y temporales para el periodo del 27 al 28 de mayo. Esto implica que el uso de determinado esquema de precipitación también tiene repercusiones en la evolución de otras variables climatológicas, y no solamente en la variación de la precipitación.

Por su parte, el esquema Emanuel muestra cómo la baja presión se va aislando hacia la costa de Guatemala, pero desestimando estos valores mínimos y mostrando menos detalles de la conformación del ciclón. Mientras que Kain-Fritsch y Tiedtke, por su parte, distribuyen espacialmente los valores en forma de un círculo (la tormenta tropical Agatha) que se dirige hacia la costa hasta finalmente disiparse allí. Kain-Fritsch, sin embargo, parece capturar más detalles de los distintos valores de presión distribuidos espacialmente.

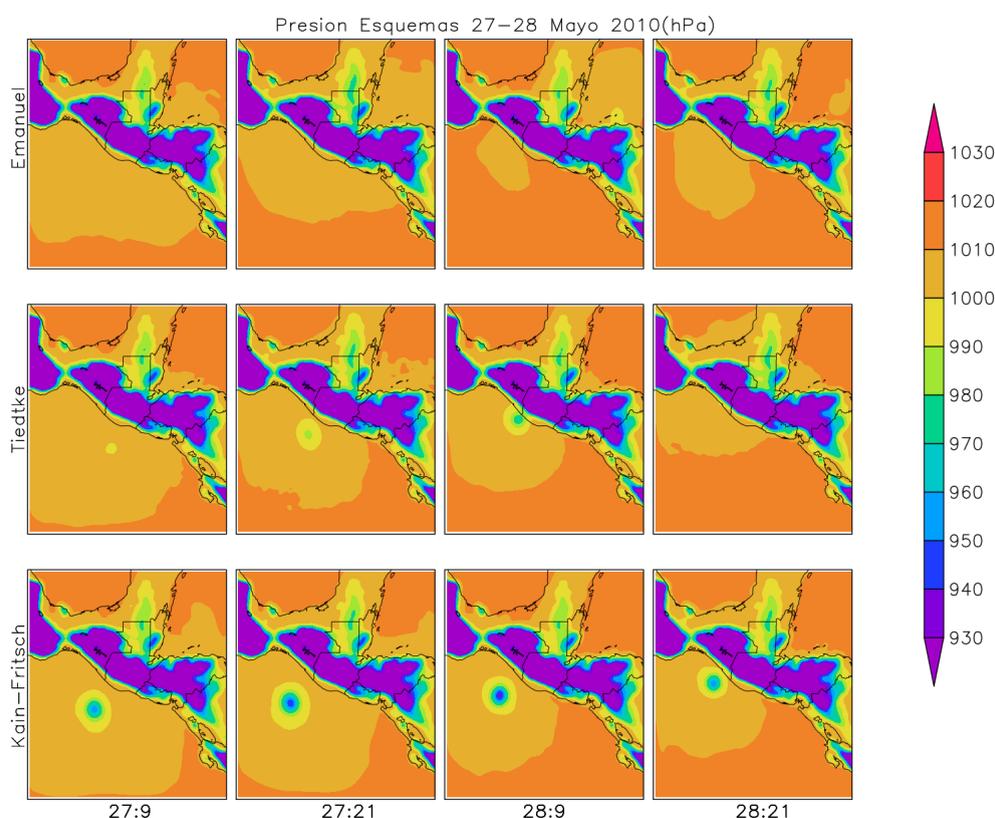


Figura 12: Comparación de los valores de presión previos a la recalada de la tormenta tropical Agatha en territorio guatemalteco calculados por Emanuel, Tiedtke y Kain-Fritsch.

Para evaluar las condiciones climáticas de Guatemala antes, durante y después de la tormenta tropical, se evalúan los cambios de las variables climáticas de interés en dichos intervalos de tiempo, construyendo una matriz que muestre todas las gráficas para observar la evolución de las distintas variables climatológicas.

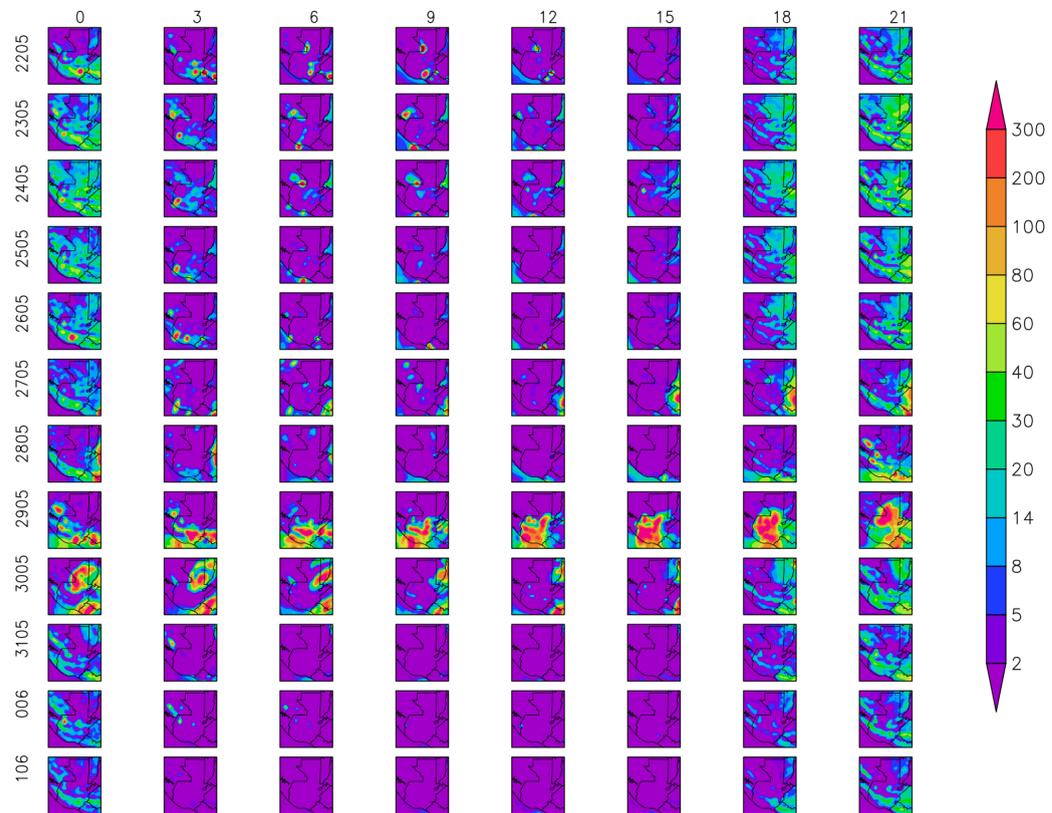


Figura 13: Matriz de progresión en el tiempo de la variable de la precipitación (mm/d) desde el 22 de mayo hasta el 01 de junio para intervalos de 3 horas UTC. Los resultados fueron calculados según el esquema de precipitación Emanuel.

En este primer caso se observa que el aumento de la variable es paulatino a medida que se llega hasta el 29 de mayo. Horas antes se nota que los niveles de precipitación empiezan a incrementarse, pero es hasta la madrugada del 29 de mayo que los valores máximos de la precipitación aumentan y se incrementan a lo largo del día. Las horas críticas comienzan después del medio día del 29 hasta que eventualmente los niveles disminuyen. A partir de la madrugada del 30 de mayo los niveles de precipitación disminuyen y para el medio día la tormenta parece disiparse completamente.

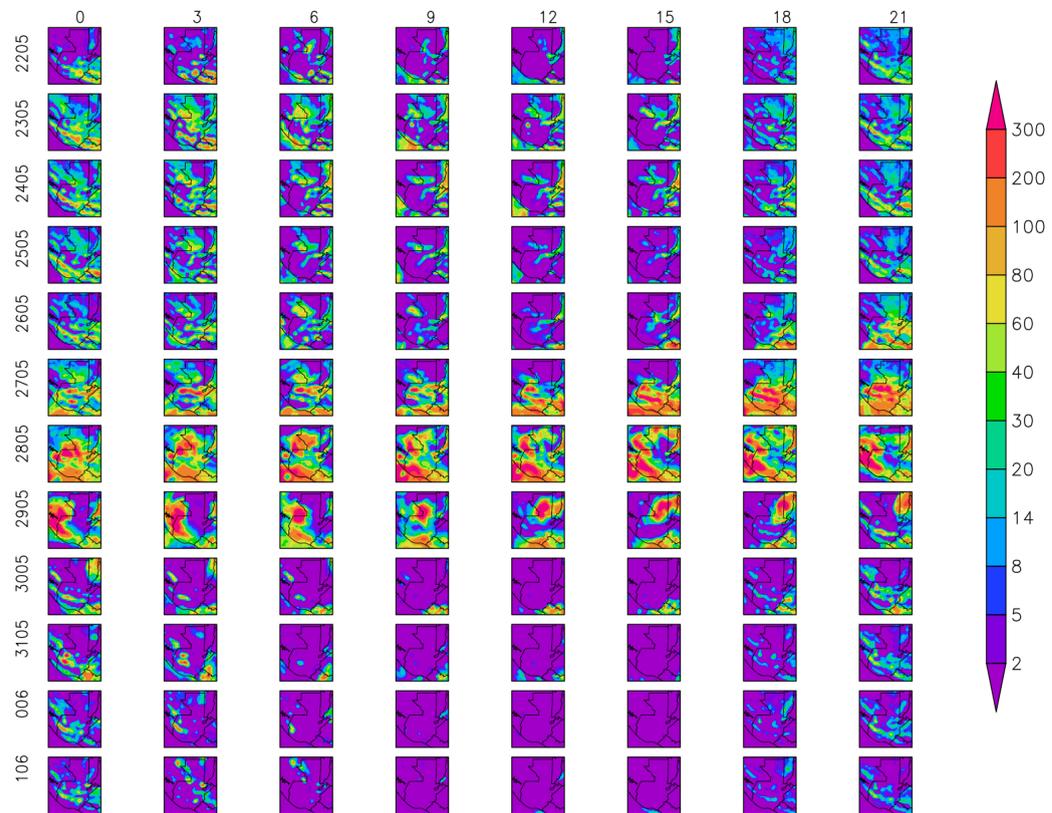


Figura 14: Matriz de progresión en el tiempo de la variable de la precipitación (mm/d) desde el 22 de mayo hasta el 01 de junio para intervalos de 3 horas UTC. Los resultados fueron calculados según el esquema de precipitación Tiedtke.

En este caso se observa que los niveles de precipitación aumentan bruscamente y oscilan entre valores máximos y mínimos desde el 24 de mayo hasta el 27 de mayo. Hacia el final del día 27 los valores de precipitación aumentan súbitamente y se mantienen así hasta el final del día 28. Los niveles de precipitación disminuyen desde la madrugada del 29 de mayo y se van controlando hacia el final de la jornada. En el día 30 ya los altos niveles de precipitación se han disipado por completo.

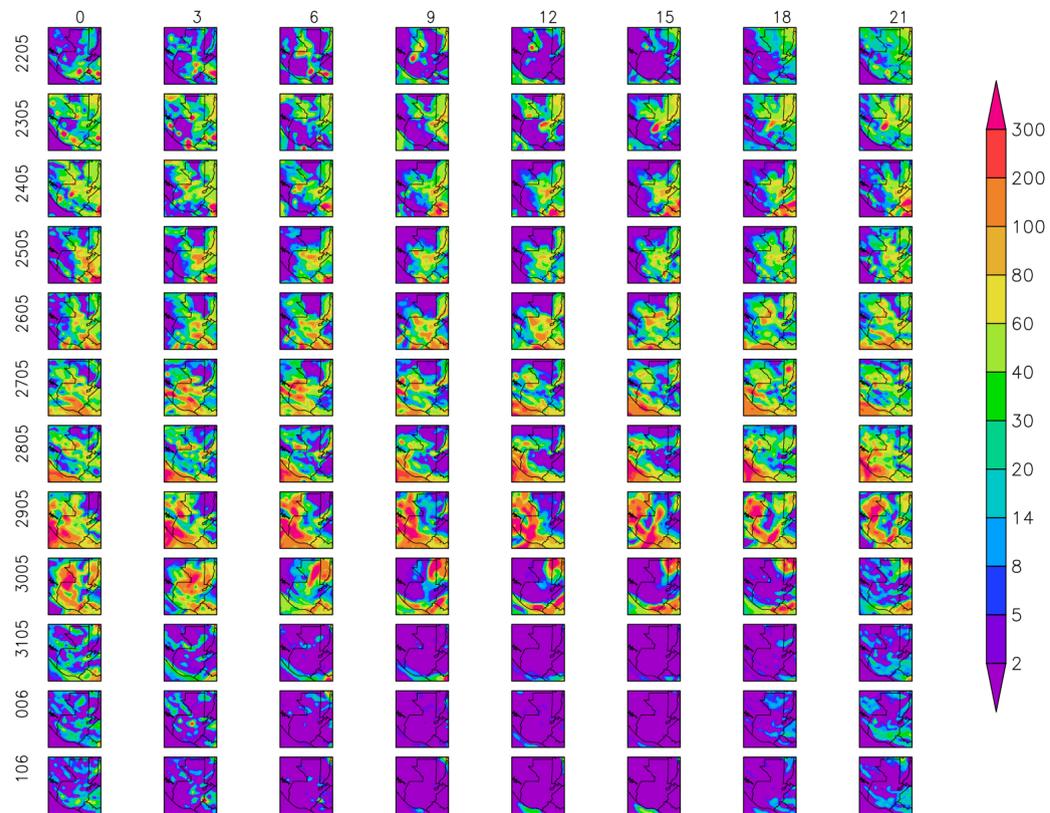


Figura 15: Matriz de progresión en el tiempo de la variable de la precipitación (mm/d) desde el 22 de mayo hasta el 01 de junio para intervalos de 3 horas UTC. Los resultados fueron calculados según el esquema de precipitación Kain-Fritsch.

En el caso de la simulación que utiliza el esquema Kain-Fritsch, se observa que los niveles de precipitación se produce en mayores cantidades, de tal manera que los niveles de precipitación se alcanzan mucho antes del 29 de mayo. Sin embargo, el 29 de mayo los niveles de precipitación alcanzan su valor máximo, y es finalmente al siguiente día que comienzan a bajar los niveles de lluvia en el área del territorio guatemalteco, regresando así a los niveles usuales previos a la tormenta Agatha.

A partir de las progresiones anteriores se infiere que la tormenta Agatha se formó el 29 de mayo a las 00:00 UTC y terminó aproximadamente el 30 de mayo a las 12:00 UTC. Según [11], es en las primeras horas del sábado 29 de mayo, cuando la perturbación Agatha adquirió características de depresión tropical. Horas después fue elevada a categoría de tormenta tropical.

## 4.2. Evolución de las variables climatológicas

Una vez delimitado el intervalo de tiempo en el cual la tormenta tropical Agatha alcanzó los valores máximos de precipitación, es posible también evaluar el comportamiento de otras variables alrededor de este intervalo. Para evaluar la forma en que el modelo RegCM se comporta, se decidió añadir a las variables, además de la precipitación, la presión, la temperatura superficial a 2 m y la magnitud y dirección de los vientos a una altura de 10 m sobre la superficie.

Al observar la evolución de las distintas variables climatológicas también es posible inferir la habilidad del modelo para representar las particularidades climáticas típicas de la generación de tormentas tropicales en la región tropical. En particular también es posible observar y contrastar comportamientos entre distintos esquemas de precipitación, para luego entender porqué ciertos conjuntos de datos se parecen más a los datos históricos que otros.

### 4.2.1. Precipitación

La precipitación sigue siendo una variable climatológica de interés porque, como sugiere [3], la lluvia asociada con los ciclones tropicales se obtiene a una distancia radial de 500 km con respecto del centro del ciclón. Diversos estudios muestran que las lluvias asociadas a los ciclones tropicales pueden variar desde los 50 mm hasta 300 mm. Una buena manera de medir el impacto de cualquier ciclón tropical es la cantidad de lluvia acumulada que va dejando a su paso. El gran impacto de la tormenta Agatha fue la dispersión de fuerte lluvia en diversas partes de la región centroamericana [37].

Para cada conjunto de datos de las tres simulaciones se realizó una suma sobre el valor de la lluvia total acumulada en un determinado intervalo de tiempo. Esto es como hacer una integral numérica aproximando el área bajo la curva con la sumatoria del área de varios rectángulos.

La figura 16 muestra la distribución espacial del total de lluvia acumulada en los dos días más fuertes de la tormenta tropical Agatha. La inter-comparación de estas muestra la relativa similitud entre los datos de CHIRPS y los datos obtenidos en la

simulación utilizando el esquema de precipitación Tiedtke. Los esquemas Emanuel y Kain-Fritsch, por su parte, parecen sobreestimar los niveles de precipitación, en particular en el área sur de Guatemala, hacia los 15°N. Al comparar con otra base de datos como TRMM se observa nuevamente, a partir una inter-comparación de gráficas, que estos datos son relativamente similares a los datos obtenidos por la simulación que emplea el esquema Tiedtke. Por tanto, se puede establecer que, cualitativamente, el esquema Tiedtke tiene mejor desempeño en el territorio guatemalteco, si bien en océano los datos difieren de los presentados por las bases de datos utilizadas.

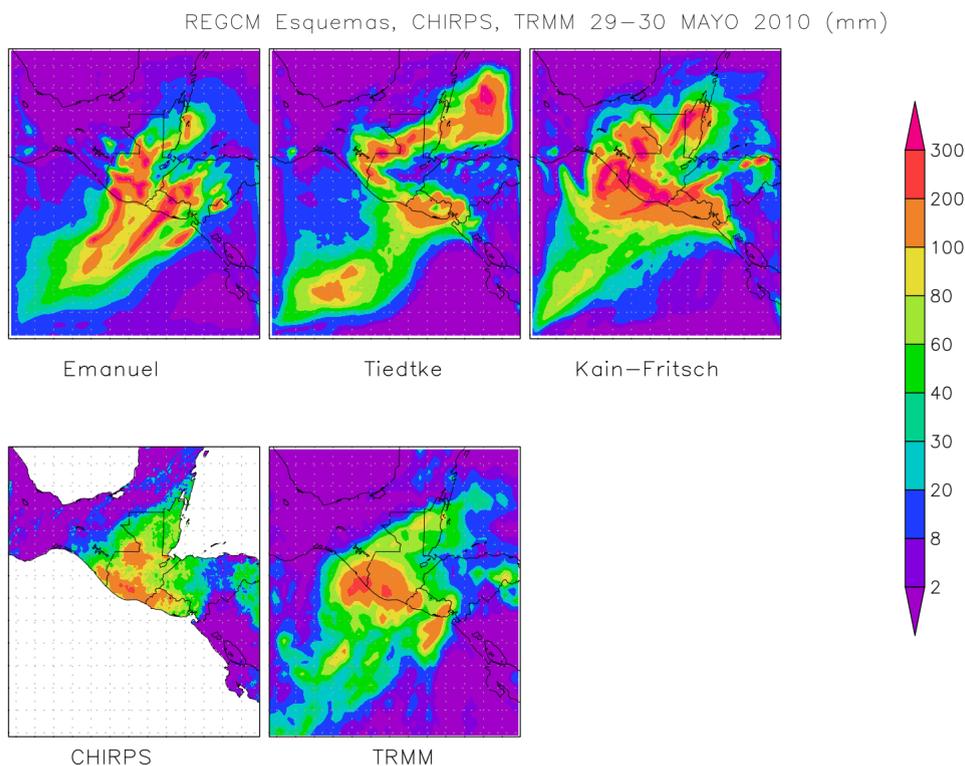


Figura 16: Total de lluvia acumulada desde el 29 de mayo hasta el 30 de mayo según TRMM y cada esquema de precipitación Emanuel, Tiedtke y Kain-Fritsch, respectivamente.

Por otro lado, en términos de la escala, los resultados de precipitación total acumulada de hasta 300 mm en ciertas regiones está de acuerdo con las observaciones notificadas de entre 100-200 mm en el sur de Guatemala. Estos resultados solo abarcan el total de la lluvia acumulada tras el impacto de Agatha en tierra, pero el

total de lluvia causada por la tormenta debería considerarse desde el 25 de mayo.

#### 4.2.2. Presión

Durante el paso de la tormenta en el territorio guatemalteco, los distintos esquemas de precipitación coinciden en que no hay una gran variación temporal en la distribución espacial de la variable presión. Esto implica que, aunque el sistema se disipa, los niveles de presión se mantienen estáticos en el territorio guatemalteco. En tierra la variación de la presión depende en gran medida de la altitud de la ubicación. Guatemala es un país repleto de montañas y sierras, lugares en donde se espera que la presión atmosférica disminuya.

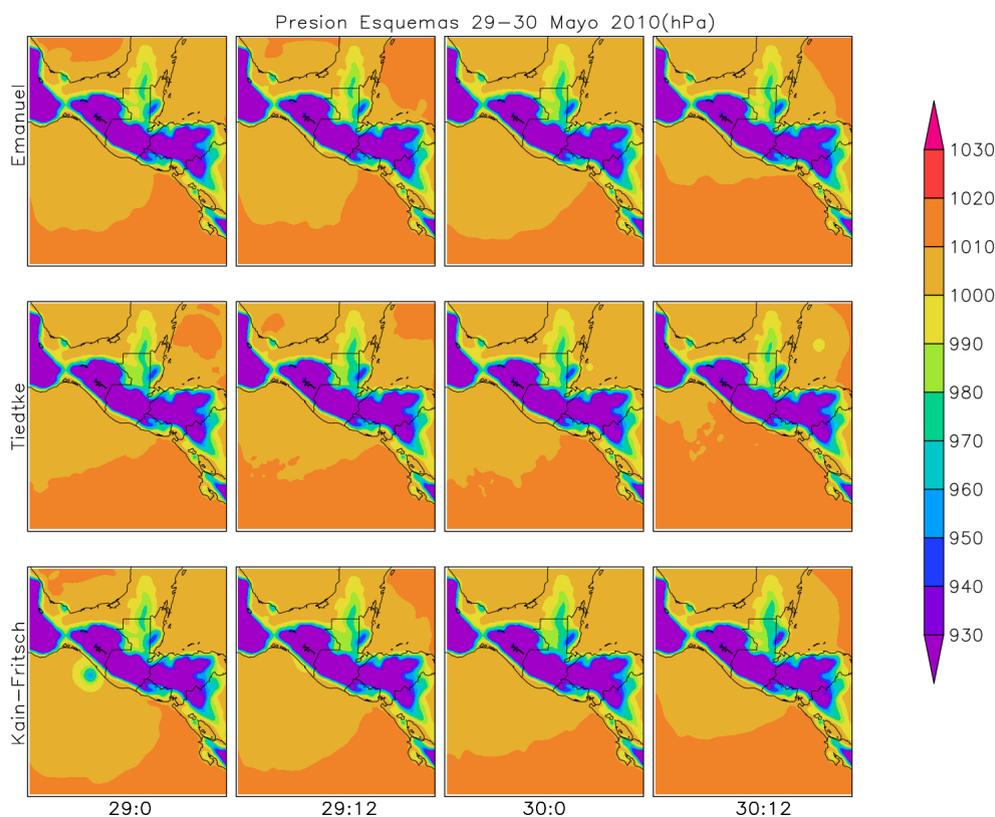


Figura 17: Comparación de los valores de presión durante el periodo de impacto de la tormenta tropical Agatha en territorio guatemalteco calculados por Emanuel, Tiedtke y Kain-Fritsch.

Al evaluar la figura 17 se observa que en el océano la presión oscila entre los 1000 y 1010 hPa, mientras que en tierra la presión es demasiado baja, entre 930 y 940 hPa. Alrededor de este nivel mínimo de presión se sitúan valores desde 950 hasta

1000 hPa por el lado sur de la costa de Guatemala. Particularmente, los niveles de presión en el océano aumentan 10 hPa tras la disipación de la tormenta.

### 4.2.3. Temperatura

La temperatura es otra variable de importancia al analizar cualquier fenómeno meteorológico. RegCM permite modelar la temperatura a 2 m sobre la superficie, por lo que los datos proyectados por todos los esquemas de precipitación representan las sensaciones térmicas experimentadas por cualquier persona habitando en Guatemala en ese entonces.

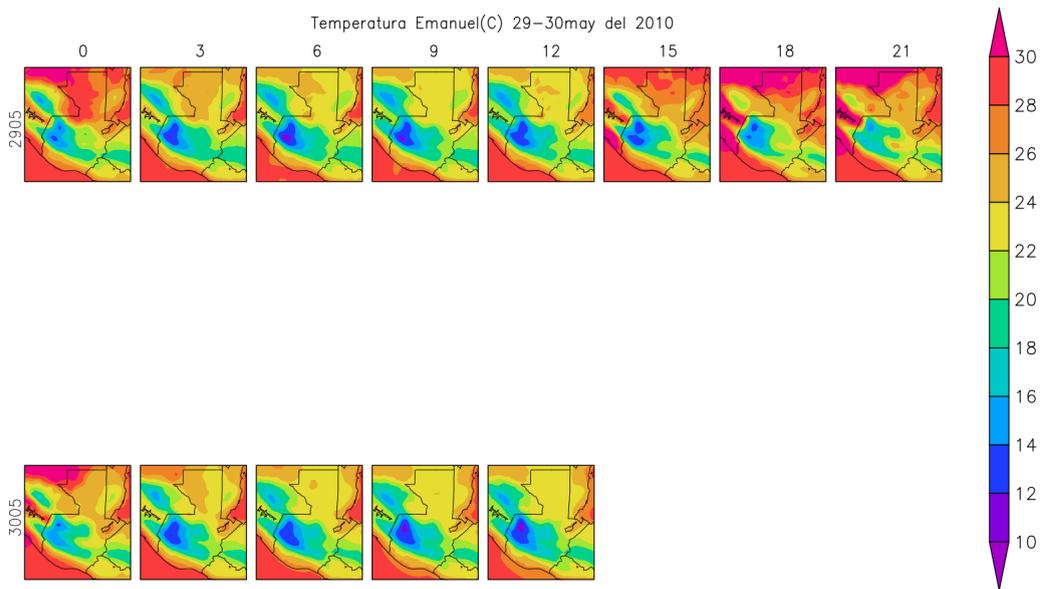


Figura 18: Matriz de progresión en el tiempo de la variable temperatura desde el 29 al 30 de mayo en intervalos de 3 horas UTC. Los resultados fueron calculados según el esquema de precipitación Emanuel.

En el caso de Emanuel, en la figura 18 se contemplan las temperaturas más extremas de 30°C durante el paso de la tormenta para el área sur del país, cerca de las costas y las fronteras, en particular la frontera con México. Hacia el occidente

del país las temperaturas son más frías, que es lo que se especula usualmente en días normales. En el océano la temperatura oscila entre 26-28°C.

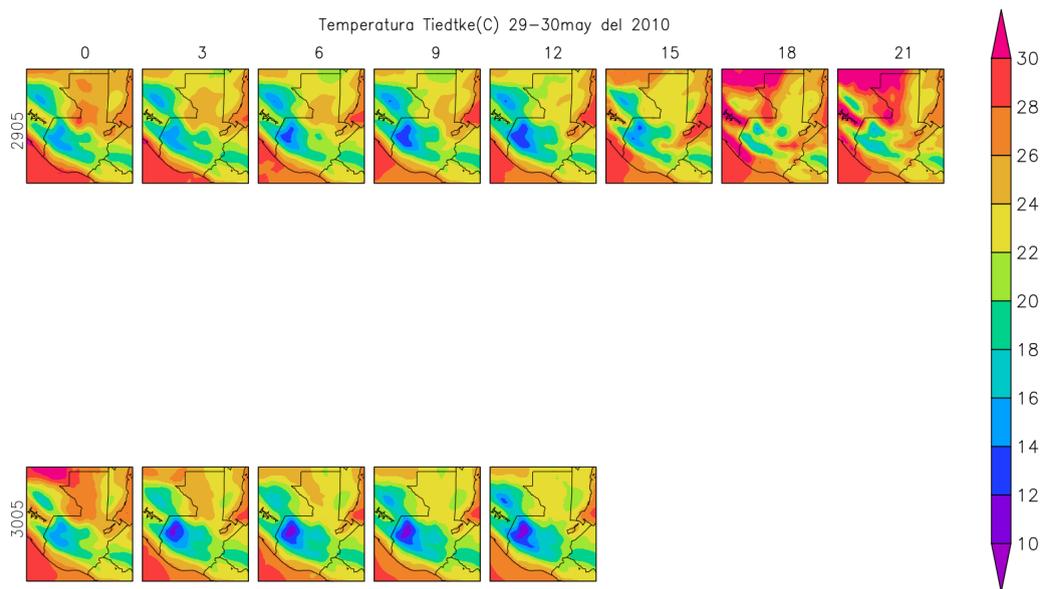


Figura 19: Matriz de progresión en el tiempo de la variable presión tempratura desde el 29 al 30 de mayo en intervalos de 3 horas UTC. Los resultados fueron calculados según el esquema de precipitación Tiedtke.

La figura 19 muestra que el esquema Tiedtke a su vez modela una serie de gráficas con temperaturas similares a las proyectadas por Emanuel. La progresión temporal desde la madrugada del 29 de mayo hasta la tarde del 30 de mayo permite observar que el territorio guatemalteco retoma sus temperaturas usuales previas a la tormenta conforme la tormenta va disipándose.

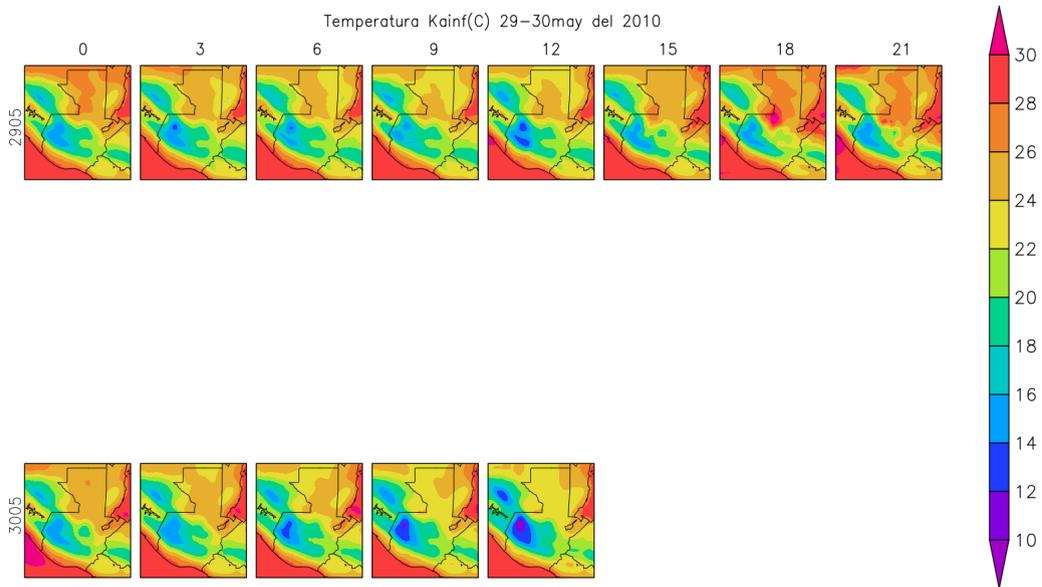


Figura 20: Matriz de progresión en el tiempo de la variable temperatura desde el 29 al 30 de mayo en intervalos de 3 horas UTC. Los resultados fueron calculados según el esquema de precipitación Kain-Fritsch.

En el esquema Kain-Fritsch (figura 20) la temperatura en el océano se mantiene constante e incluso llega a rozar los 30°C hacia la madrugada del 30 de mayo. A diferencia de los otros dos esquemas en los cuales la temperatura oscilaba espacial y temporalmente entre los 26 y 28°C. Sin embargo, al igual que Tiedtke, no proyecta temperaturas tan frías para la madrugada y mañana del 29 de mayo.

La variable de temperatura a nivel cotidiano se ve ligeramente afectada en la distribución espacial del territorio guatemalteco debido al paso de la tormenta Agatha. Casi todos los esquemas de precipitación coinciden en modelar la misma distribución espacial y temporal para la variable de temperatura.

#### 4.2.4. Vientos

Finalmente, también se contempla la variable de los vientos a 10 m sobre el suelo, que es tan relevante en el contexto de los ciclones tropicales, caracterizados por los fuertes vientos que van dejando a su paso. Los vientos se dividen en dos componentes, la componente Norte-Sur y la componente Este-Oeste. Primero se analiza la magnitud de los vientos según cada esquema para luego analizar cada componente del viento de forma individual y así determinar cuál es la componente que más contribuye con la intensidad de los vientos proporcionada por la tormenta.

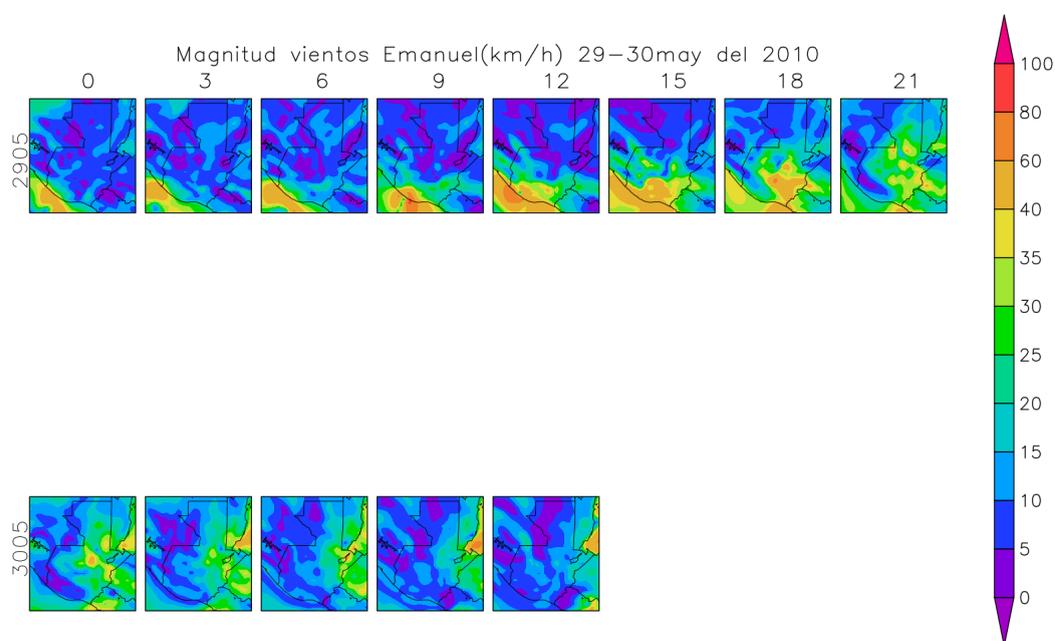


Figura 21: Matriz de progresión en el tiempo de la magnitud de los vientos desde el 29 al 30 de mayo en intervalos de 3 horas UTC. Los resultados fueron calculados según el esquema de precipitación Emanuel.

Según el esquema Emanuel representado en la figura 21, inicialmente en la madrugada y la mañana del 29 de mayo se representan magnitudes de vientos fuertes de hasta 100 km/h particularmente en el área de la costa. Esta situación continúa así hasta que al finalizar el día la intensidad de los vientos se propaga hacia el centro del territorio guatemalteco. A medida que va entrando la noche del 29 y amaneciendo

el día 30, la magnitud de los vientos comienza a disminuir.

Por otro lado, la simulación que emplea el esquema Tiedtke plantea intensos vientos en casi todo el territorio guatemalteco durante la madrugada y la mañana del 29 de mayo. Por la uniformidad del intervalo a lo largo del territorio se infiere que los vientos oscilan alrededor de los valores 30 km/h hasta 80 km/h. Hacia la tarde del 29 los vientos comienzan a regularse hasta que a la mañana del 30 vuelven completamente a la normalidad.

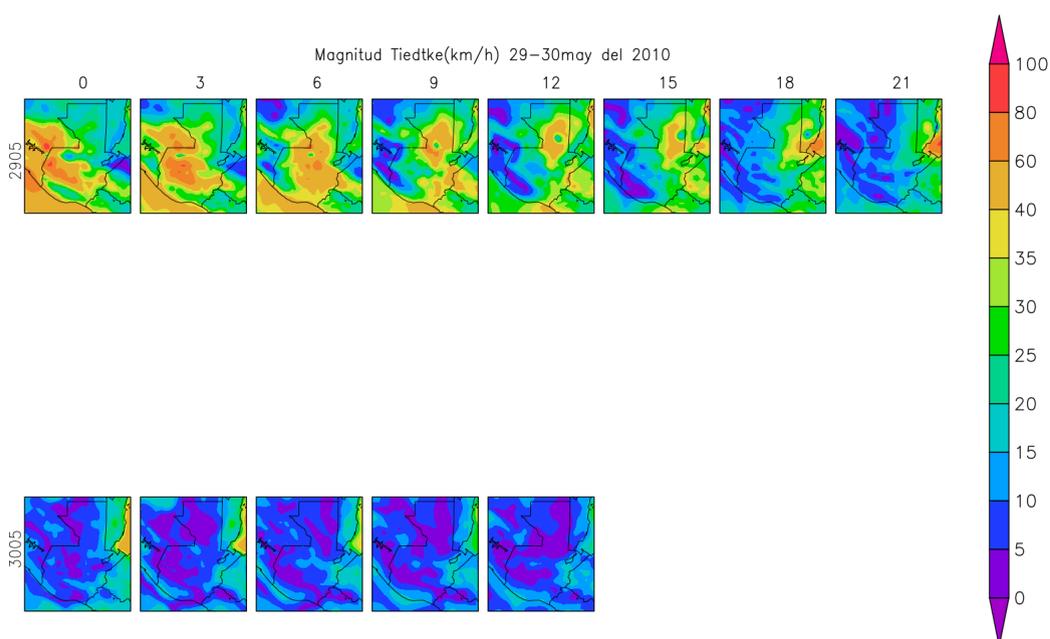


Figura 22: Matriz de progresión en el tiempo de la magnitud de los vientos desde el 29 al 30 de mayo en intervalos de 3 horas UTC. Los resultados fueron calculados según el esquema de precipitación Tiedtke.

Los resultados proyectados por Tiedtke coinciden ampliamente con las observaciones hechas en el país de que, a las 2 pm del 29 de mayo, la tormenta tropical Agatha se localizaba en las costas de Guatemala entre el puerto de San José y la frontera con México, con vientos máximos sostenidos de 75 km/h o 20 m/s aproximadamente. Posteriormente el sistema se desplazó e ingresó a Guatemala entre la noche del sábado 30 y tempranas horas del domingo 31.

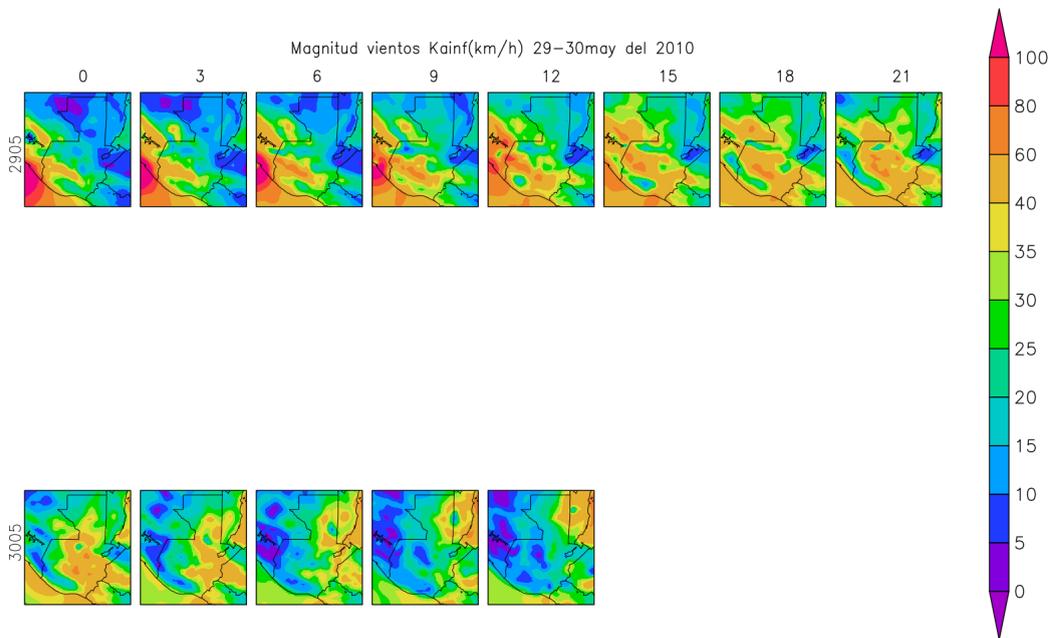


Figura 23: Matriz de progresión en el tiempo de la magnitud de los vientos desde el 29 al 30 de mayo en intervalos de 3 horas UTC. Los resultados fueron calculados según el esquema de precipitación Kain-Fritsch.

Por su parte, el esquema Kain-Fritsch, representado en la figura 23, considera mayores magnitudes de vientos en comparación con el resto de esquemas. En las primeras horas del día 29 de mayo se aprecia que hay vientos más fuertes y, a medida que transcurre el día, los valores van descendiendo hasta la escala de 40 km/h a 60 km/h. Es únicamente hacia la tarde del 30 de mayo que se comienzan a percibir estas disipaciones en la intensidad de los vientos provocados por la tormenta.

Se aprecia de las figuras analizadas que los tres esquemas difieren en cuanto a la distribución temporal y espacial de los vientos. Ahora se analiza la dirección de los vientos en comparación con los tres esquemas de precipitación simulados.

Se observa nuevamente de la figura 26 que los tres esquemas difieren en cuanto a la representación de la dirección de los vientos a 10 m sobre el nivel del suelo. Si bien Emanuel y Kain-Fritsch proyectan tendencias similares. Lo que se aprecia de las gráficas es que los vientos más intensos van en dirección al Norte. Mientras que los vientos de la componente Este-Oeste no presentan una tendencia tan clara ni una magnitud tan grande. A medida que transcurre el tiempo el viento en dirección hacia el Norte va cambiando de dirección ligeramente. Finalmente, en general se aprecia que los tres esquemas presentan las mismas tendencias en cuanto a los cambios de dirección del viento.

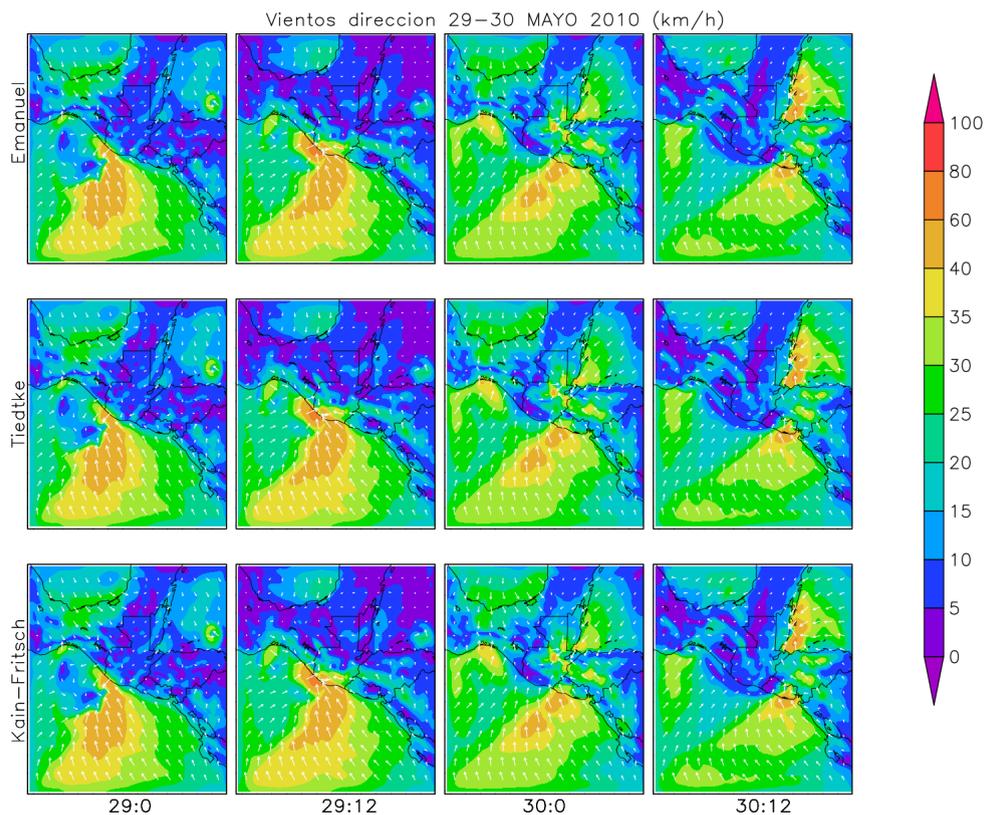


Figura 24: Visualización de la dirección de los vientos a 10 m sobre el nivel del suelo desde el 29 al 30 de mayo en intervalos de 12 horas UTC utilizando los tres esquemas de precipitación: Emanuel, Tiedtke y Kain-Fritsch.

Finalmente, se analiza componente por componente del viento para determinar cuál componente contribuye más con la intensidad de los vientos.

En cuanto a la componente Norte-Sur, en la figura 25 se aprecia una comparación en la evolución temporal de esta componente entre los tres esquemas de precipitación. Por una parte, los esquemas Emanuel y Kain-Fritsch parecen coincidir relativamente en lo que respecta a la evolución temporal y la distribución espacial de las magnitudes de los vientos. Estos parecen ser mucho más fuertes en la parte del océano, y poca de esta intensidad parece irrumpir en la parte de la costa de Guatemala.

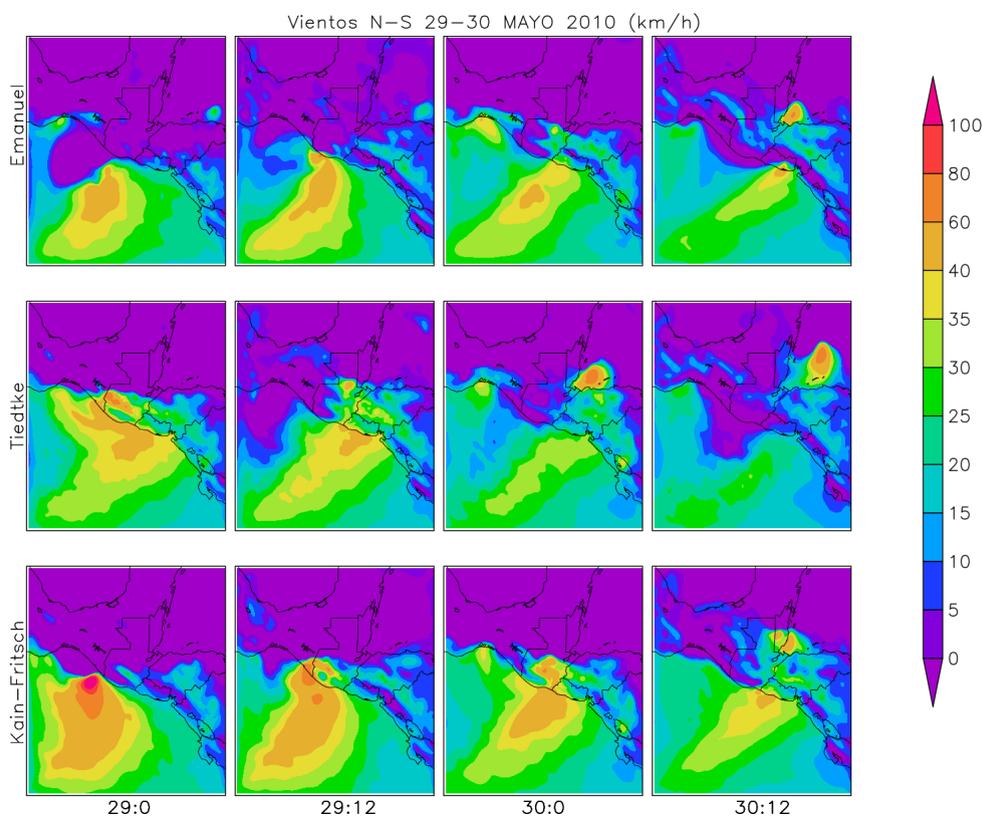


Figura 25: Visualización de la dirección de los vientos Norte-Sur desde el 29 al 30 de mayo en intervalos de 12 horas UTC utilizando los tres esquemas de precipitación: Emanuel, Tiedtke y Kain-Fritsch.

Tiedtke, por su parte, proyecta vientos muy intensos para la parte de la costa del país, así como en el interior yendo hacia el occidente. En contraste con Emanuel y Kain-Fritsch, Tiedtke calcula que los vientos Norte-Sur van perdiendo su velocidad hacia la madrugada del 30 de mayo. Mientras que para Emanuel y Kain-Fritsch proyectan estas disipaciones hacia el final del medio día del 30 de mayo.

En lo que respecta a la componente Este-Oeste, se puede observar, a partir de comparar la escala con la componente Norte-Sur, que intensidad de las magnitudes no alcanzan tanta distribución espacial, aunque llegan a rozar 80 km/h en Emanuel y Tiedtke, los 100 km/h en Kain-Fritsch. Por otro lado, a partir de la inter-comparación entre los esquemas, también se deduce que ninguno coincide totalmente en la representación de la componente Este-Oeste. Si bien Emanuel y Tiedtke presentan una tendencia más similar en cuanto a la distribución espacial de la componente, Kain-Fritsch muestra valores hasta de 100 km/h para esta componente, en comparación con los otros dos esquemas.

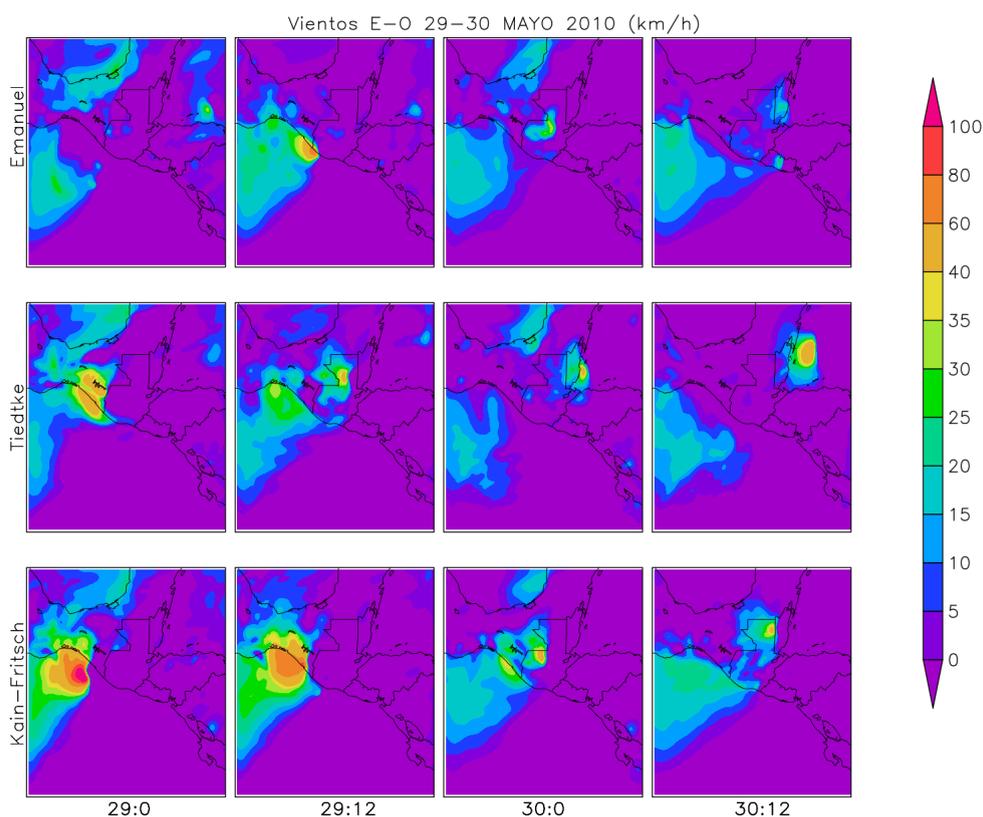


Figura 26: Visualización de la dirección de los vientos Este-Oeste desde el 29 al 30 de mayo en intervalos de 12 horas UTC utilizando los tres esquemas de precipitación: Emanuel, Tiedtke y Kain-Fritsch.

### 4.3. Comparación con datos históricos

En esta sección se hace una breve descripción y evaluación de comportamiento del modelo climático utilizado, esto es, RegCM, con los datos históricos de precipitación proporcionados por las bases de datos públicos como CHIRPS y TRMM. El principal objetivo de esta evaluación es obtener una evaluación de los pros y los contras del modelo al utilizarse sobre ciertas regiones del territorio guatemalteco, así como también evaluar cuál esquema de precipitación representa mejor las condiciones climáticas presentadas durante el paso de la tormenta tropical Agatha.

En las subsecciones siguientes se hará una descripción más detallada de estas bases de datos históricos, el criterio de selección de las bases y el análisis de los resultados obtenidos desde un punto de vista cualitativo y cuantitativo.

#### 4.3.1. Bases de datos utilizadas

Se eligieron dos bases de datos con las cuales fuera relativamente sencillo evaluar el desempeño del modelo RegCM a lo largo y ancho del territorio guatemalteco, además de evaluar su comportamiento principalmente en la costa del Pacífico.

La primera es The Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station (CHIRPS). Estos son un conjunto de datos de precipitación casi global de más de 35 años. CHIRPS abarca 50°S-50°N (y todas las longitudes), desde 1981 hasta el presente. Incorpora además imágenes satelitales de resolución de 0.05° y datos de estaciones in situ para crear series temporales de precipitaciones cuadrículas, para análisis de tendencias y seguimiento de sequías estacionales [4].

La segunda es la Misión de Medición de las Lluvias Tropicales o, por sus siglas en inglés (TRMM), fue una misión de medición que utilizó un satélite de investigación en funcionamiento entre 1997 y 2015 para mejorar el entendimiento científico de la precipitación en las regiones tropicales y subtropicales como parte del ciclo del agua de nuestro sistema climático actual [30]. El satélite proveyó una nueva percepción en cuanto a las tormentas tropicales, la comprensión de las interacciones entre el vapor del agua, las nubes, y la precipitación; pronóstico de ciclones tropicales, entre otros fenómenos [30]. A continuación se presenta una tabla de comparación entre

estas dos bases de datos.

Nombre	Región	Resolución esp.	Resolución temp.	Fuente
CHIRPS	Mundial	0.05°	Diaria	Satélite, Estaciones
TRMM	Mundial	0.5°	3 horas	Satélite

Cuadro 2: Lista de conjuntos de datos de precipitación observada, utilizados para comparar con los resultados obtenidos con RegCM. Tomada de [5].

En el caso de CHIRPS, se utilizaron los datos de 0.05° por ser los datos de más alta resolución con los que cuenta la base de datos y para los que en algunas regiones se han hecho estudios concluyendo que en esas regiones los datos son una buena representación de la lluvia [6].

#### 4.3.2. The Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station (CHIRPS)

A continuación se evalúa la diferencia entre los datos históricos de precipitación capturados por CHIRPS y la precipitación proyectada por los tres esquemas de precipitación empleados. Para analizar estos datos se recurrirá a una evaluación de tipo cualitativo por medio de las gráficas obtenidas, y un análisis de tipo cuantitativo utilizando el cálculo de la media cuadrática.

Estas comparaciones consideran que ambos conjuntos de datos deben representar el mismo tipo de cantidad en el mismo intervalo de tiempo. En el caso de CHIRPS, los datos vienen dados en mm/d mientras que los datos de RegCM vienen dados en mm/s por lo que hay que ajustar las unidades. Los datos se van sumando para así obtener la cantidad de lluvia total en el mismo intervalo aunque considerando los diferentes tamaños de paso. En el caso de CHIRPS, el tamaño de paso es de 1 día, mientras que las simulaciones con RegCM tienen tamaño de paso de 3 horas.

La figura 27 contiene 3 pares de gráficas que muestran las diferencias entre los datos de precipitación la base CHIRPS y los valores de lluvia proyectados por los esquemas de precipitación Emanuel, Tiedtke y Kain-Fritsch para el paso de la tormenta Agatha. Se observa que estas diferencias solo son perceptibles en la parte territorial, y no en el océano. Puede haber dos causas de las diferencias: una por

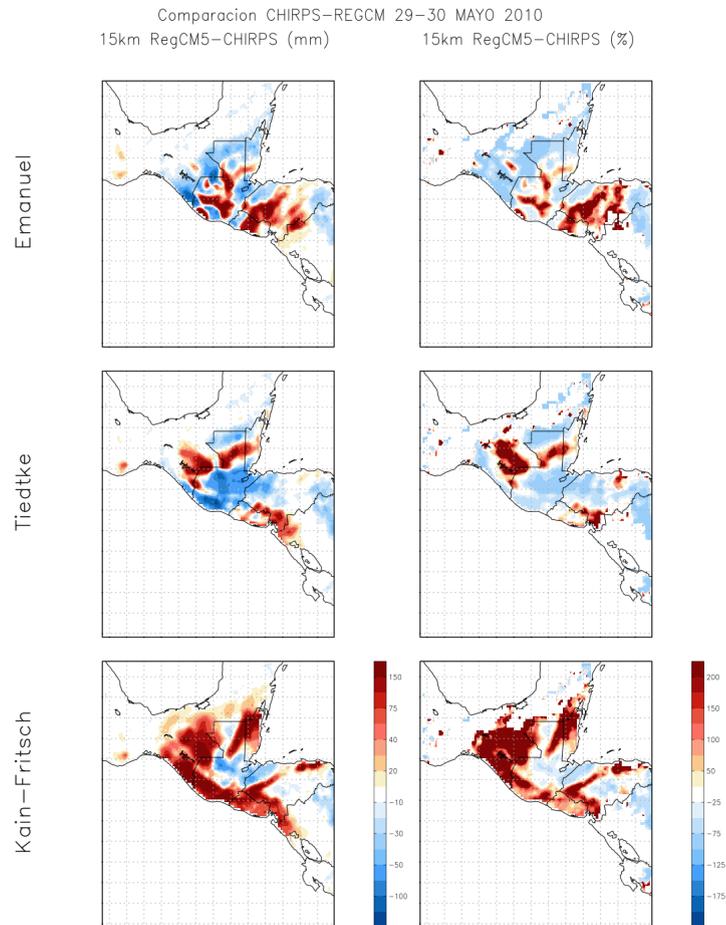


Figura 27: Diferencia de lluvia acumulada (mm) y (%) desde el 29 de mayo hasta el 30 de mayo según CHIRPS y las simulaciones realizadas de resolución  $ds = 15$  km con cada esquema de precipitación Emanuel, Tiedtke y Kain-Fritsch, respectivamente.

subestimación, representada por los valores rojos positivos, y otra por desestimación representada por los valores azules negativos.

La inter-comparación de estos esquemas y sus diferencias con la base de datos CHIRPS muestra que, cualitativamente, los esquemas más similares a los datos históricos son Tiedtke y Emanuel. Sin embargo, a pesar de esta relativa similitud, de la figura 27 se aprecia que Emanuel desestima y sobreestima los valores de lluvia de forma irregular a lo largo del territorio guatemalteco. Mientras que Tiedtke, por su parte, tiende a desestimar los valores de lluvia casi de manera uniforme a lo largo de todo el territorio guatemalteco, con excepción de Petén.

El esquema menos parecido a los datos históricos de CHIRPS es Kain-Fritsch. Este esquema sobreestima la lluvia total acumulada asociada a la tormenta tropical Agatha, particularmente sobre las áreas sur de 15°N, y a lo largo de toda la costa del Pacífico. En contraste, Tiedtke y Emanuel desestiman los valores de lluvia alrededor de estas coordenadas.

Este tipo de comparaciones son, sin embargo, de tipo cualitativo. Para esta clase de comparaciones también resulta pertinente utilizar un cálculo como el representado en la sección 2.3.4 utilizando la media cuadrática. La herramienta visual GrADS permite interpolar los datos de las bases como CHIRPS a la rejilla RegCM, facilitando así la comparación cuantitativa entre los datos históricos y los datos de simulación. Las diferencias obtenidas empleando este procedimiento son las siguientes:

Emanuel	Tiedtke	Kain-Fritsch
51.6233	40.4875	83.4268

Cuadro 3: Valores de diferencia RMS entre los datos de CHIRPS y los diferentes esquemas de precipitación.

Este análisis cualitativo muestra que el esquema que más se adecúa a los valores históricos de CHIRPS es el esquema Tiedtke. El siguiente más adecuado es el esquema Emanuel, por lo que la comparación cualitativa se alinea también con estos resultados cuantitativos. Mientras que Kain-Fritsch es el esquema que más se aleja de los datos históricos, mayormente debido a su sobreestimación en los datos de precipitación.

#### 4.3.3. Misión de Medición de las Lluvias Tropicales (TRMM)

Se sigue un procedimiento similar al hecho en la base de CHIRPS para hacer que ambos conjuntos de datos representen la misma cantidad. En el caso de TRMM, los datos vienen promediados en mm/hr mientras que los datos de RegCM vienen en mm/s por lo que hay que ajustar las unidades. Por un lado, los datos de TRMM se multiplican por el total de horas del intervalo del estudiado. Por otro lado, los datos de RegCM se van sumando para así obtener la cantidad de lluvia total en el mismo intervalo aunque considerando el tamaño de paso de RegCM que es de 3 horas.

En la figura 28 se encuentran las gráficas de comparación entre los datos de precipitación de la base de datos TRMM y los obtenidos por las proyecciones de las simulaciones con diversos esquemas de precipitación. A diferencia de CHIRPS, TRMM sí provee los datos de comparación para la parte del océano, aspecto particular en el estudio del paso de la tormenta tropical Agatha.

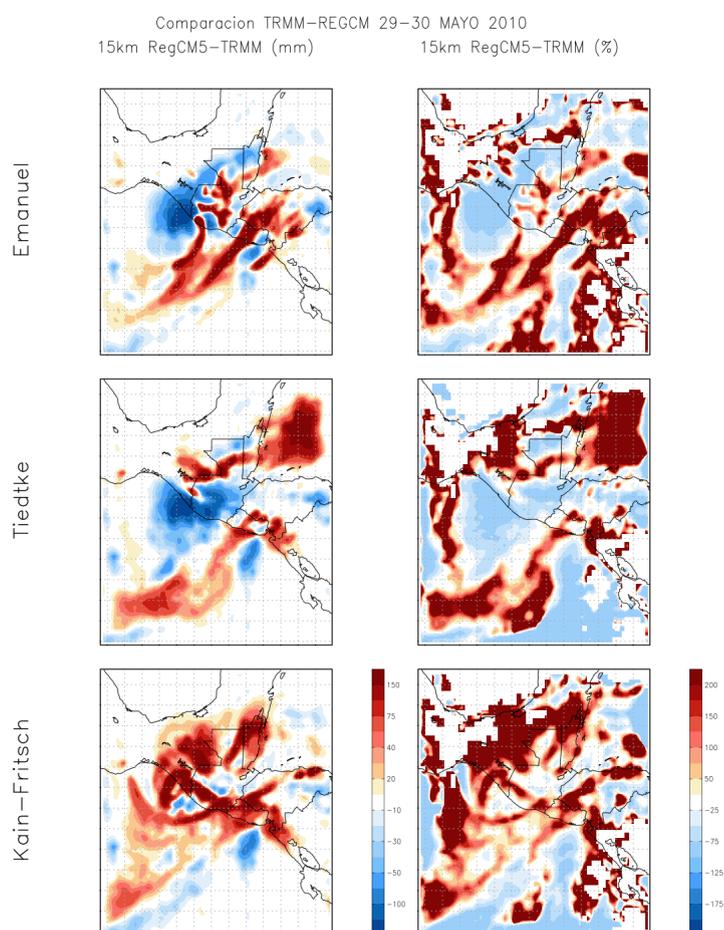


Figura 28: Diferencia de lluvia acumulada (mm) y (%) desde el 29 de mayo hasta el 30 de mayo según TRMM y las simulaciones realizadas de resolución  $ds = 15$  km con cada esquema de precipitación Emanuel, Tiedtke y Kain-Fritsch, respectivamente.

Nuevamente, la inter-comparación entre los datos muestra los sesgos entre las proyecciones simuladas por cada esquema. Comenzando con el esquema Emanuel, que no tiene una tendencia fija a desestimar o subestimar los datos de precipitación

particularmente sobre la parte del territorio guatemalteco. En la parte del océano y de la costa tiene mayormente tendencia a subestimar, si bien hay partes sobre el área de los 15°N sobre la costa cerca de El Salvador con poco sesgo con respecto de los datos históricos.

Por otra parte, el esquema Tiedtke manifiesta el mismo patrón que se contempló en la comparación con CHIRPS de subestimar los valores de precipitación, aunque estos sesgos son menores en comparación con los otros esquemas. Mayormente esta subestimación ocurre en la parte del territorio guatemalteco, y también hacia el lado de la costa frontera con México.

Finalmente, de las gráficas de diferencia de Kain-Fritsch se observa nuevamente la misma tendencia del esquema a subestimar los valores de precipitación. Ya esta tendencia del esquema ha sido analizada para los ciclones tropicales en otras regiones [39].

Se puede apreciar de estas gráficas que los tres esquemas presentan las mismas tendencias que las inferidas a partir de las gráficas 27. Sin embargo, el procedimiento para obtener el valor de la media cuadrática podrá proveer un mejor marco para hacer estas afirmaciones. Los resultados obtenidos se muestran en la tabla a continuación.

Emanuel	Tiedtke	Kain-Fritsch
47.8208	48.7165	55.676

Cuadro 4: Valores de diferencia RMS entre los datos de TRMM y los diferentes esquemas de precipitación.

De la tabla se puede apreciar que, en este caso, el esquema Emanuel es el esquema que mejor representa los datos de la base TRMM. Sin embargo, Tiedtke también modela estos datos casi tan bien como Emanuel, siendo la diferencia mínima. En comparación, Kain-Fritsch se aleja un poco más de estas proyecciones, aunque logra modelar mejor los datos de TRMM que los datos de CHIRPS.

# Conclusiones

1. Las tormentas tropicales son fenómenos recurrentes en todo el mundo. Las tormentas tropicales pueden surgir tanto en el océano Atlántico como en el océano Pacífico. Por lo que, particularmente, Guatemala tiene una ubicación geográfica que la hace más propensa a experimentar esta clase de fenómenos climáticos.
2. Antes de que la tormenta tropical Agatha comenzara, se perciben variaciones en la presión en la parte del océano Pacífico. Estas variaciones de presión se van aproximando hacia la costa guatemalteca del Pacífico desde el 24 hasta el 29 de mayo. Las condiciones de presión baja y las altas temperaturas sobre el océano favorecieron las condiciones climáticas necesarias para la génesis de la tormenta, la cual provocó presencia de lluvia orográfica en la parte de la costa Pacífica y el occidente del país.
3. Durante las tormentas tropicales las variables climatológicas que experimentan mayores cambios son: la precipitación, la presión, la temperatura y la magnitud y dirección de los vientos. La tormenta tropical Agatha del 2010 fue una tormenta devastadora que dejó máximos de hasta 300 mm de lluvia total, lo que desembocó en deslaves y desbordamiento de ríos. Se registraron también fuertes vientos de hasta 75 km/h siendo los más fuertes en la dirección Norte-Sur. Sin embargo, las variables como la presión y la temperatura en el territorio guatemalteco no se ven significativamente afectadas por el paso de la tormenta. Las regiones que se vieron más afectadas se ubican principalmente en las costas del Pacífico y la parte noroccidental del país.
4. Durante los días estudiados del 21 de mayo al 03 de junio del 2010, se determinó que el origen de la tormenta sucede entre el 24 al 29 de mayo, y la progresión temporal de las variables climatológicas como la precipitación y los vientos producidos por la tormenta se da entre los días del 29 al 30 de mayo.
5. Los esquemas de precipitación provistos por el modelo climático RegCM varían en cuanto al cálculo de la precipitación en comparación con los datos históricos proporcionados por las bases de datos como TRMM y CHIRPS. En general, los esquemas muestran la misma tendencia en ambas comparaciones, siendo el que mejor se desempeña el esquema Tiedtke, siguiéndole Emanuel y Kain-

Fritsch en comparación con CHIRPS. Mientras que para el caso de TRMM, el esquema de mejor desempeño resulta ser Emanuel, luego Tiedtke y finalmente Kain-Fritsch.

6. Normalmente, Tiedtke tiende a desestimar los valores de precipitación, y Kain-Fritsch los subestima. Para Emanuel, la desestimación y subestimación es más irregular a lo largo del territorio guatemalteco. Pero en general se observa que el modelo climático RegCM puede representar los valores históricos de precipitación registrados.
7. Los resultados numéricos de las diferencias, si bien pueden ser considerados como relativamente altos o bajos, deben ser analizados considerando el tamaño del intervalo para el cual se obtuvo la diferencia de datos. Mientras más se acotan los intervalos, más tendencia hay a que la diferencia entre los datos aumente.

# Recomendaciones

1. Debido a que las tormentas tropicales son fenómenos mundiales que afectan sobremanera a Guatemala, sería de mucha utilidad hacer estudios que ayuden a conocer más datos sobre la estructura y dinámica de las tormentas tropicales. Esto puede lograrse mediante la propagación de la investigación básica en las universidades e institutos gubernamentales del país.
2. En virtud de las recomendaciones anteriores, resulta conveniente instalar más estaciones meteorológicas en el país que obtengan datos de variables climatológicas con mejor resolución.
3. Por otro lado, estos mismos estudios también podrían proveer un marco teórico en el cual situar técnicas de prevención. Esto con el propósito de mejorar la magnitud del impacto de esta clase de tormentas en la economía y la agricultura del país, que son áreas bastante susceptibles a fenómenos de gran escala como las tormentas tropicales.
4. Debido a la calidad de resolución utilizada ( $ds=15$  km) y la cantidad de bases de datos utilizadas, el estudio comparativo del desempeño del modelo debe tomarse solamente como una guía preliminar que permita visualizar las deficiencias de las parametrizaciones utilizadas en este trabajo.
5. En futuros estudios ha de considerarse la posibilidad de mezclar dos esquemas de precipitación, uno para tierra y el otro para océano. RegCM proporciona la posibilidad de hacer esta mezcla lo cual fomenta la capacidad del modelo de representar los datos históricos de precipitación. También sería adecuado hacer varias combinaciones entre los esquemas de precipitación para evaluar cuál sería el mejor par posible.
6. En virtud de las recomendaciones anteriores, y de la naturaleza de los esquemas de precipitación, sería conveniente también hacer un estudio de variación de los parámetros de cada esquema para disminuir la diferencia entre los datos históricos y los resultados producidos por la simulación.
7. Además hay que considerar que en este estudio solamente se comparó con datos de bases históricas. Se recomienda ampliamente en futuros estudios de esta índole comparar las simulaciones con datos de estaciones meteorológicas.

Esto permitirá visualizar la diferencia entre los datos de las simulaciones y los datos que representan la realidad de los cambios climatológicos de la tormenta tropical Agatha.

# BIBLIOGRAFÍA

- [1] Alejandro Vichot-Llano, et al. *Sensibilidad al cambio de dominio y resolución de tres configuraciones del modelo climático regional RegCM 4.3 para la región de América Central y el Caribe*. 2014.
- [2] Baez, Javier E.; Lucchetti, Leonard; Genoni, Maria E.; Salazar, Mateo. *Go-  
ne with the Storm: Rainfall Shocks and Household Well-Being in Guatemala*. 2015.
- [3] Bingxue, Li; Huang, Ya; Du, Lijuan y Wang, Dequan. *Sensitivity experiments of RegCM4 using different cumulus and land surface schemes over the upper reaches of the Yangtze river*. 2023.
- [4] Climates Hazard Center. *CHIRPS: Rainfall Estimates from Rain Gauge and Satellite Observations*. 2024. URL: <https://www.chc.ucsb.edu/data/chirps>.
- [5] Coppola, Erika; Stochhi, Paolo; Pichelli, Emanuela; Salazar, Mateo. *Non-Hydrostatic RegCM4 (RegCM4-NH): model description and case studies over multiple domains*. 2021.
- [6] Deogratias M. M. Mulungu<sup>1</sup>; Erasto Mukama<sup>2</sup>. *Evaluation and modelling of accuracy of satellite-based CHIRPS rainfall data in Ruvu subbasin, Tanzania*. 2022.
- [7] Emanuel, K. A. *The Problem of Convective Moistening*. 2022. URL: <https://emanuel.mit.edu/problem-convective-moistening>.
- [8] Emanuel, K.A. *A scheme for representing cumulus convection in large-scale models*. 1991.
- [9] Emanuel, K.A. *Development and Evaluation of a Convection Scheme for Use in Climate Models*. 1998.
- [10] Filippo Giorgi, Fabien Solmon, Graziano Giuliani. *Regional Climatic Model RegCM: Reference Manual*. 2022. URL: <https://www.ictp.it/research/esp/models/regcm4.aspx>.
- [11] Gobierno de Guatemala. *Evaluación de daños y pérdidas sectoriales y estimación de necesidades ocasionados por desastres naturales en Guatemala entre mayo septiembre de 2010*. 2010.
- [12] Hostetler, S.W.; Bates, G.T. y Giorgi, F. *Interactive nesting of a lake thermal model within a regional climate model for climate change studies*. 1993.
- [13] ICTP. *Regional Model: REGCM4C*. 2022. URL: <https://www.ictp.it/research/esp/models/regcm4.aspx>. (accessed: 01.09.2023).
- [14] J.M. Slingo. *A gcm parameterization for the shortwave radiative properties of water clouds*. 1989.
- [15] Marshall John y R. Alan Plumb. *Atmospheric, Ocean, and Climate Dynamics: An Introductory Text*. Elsevier, 2008. ISBN: 978-0-12-558691-7.

- [16] Wallace John y Hobbs Peter. *Atmospheric Science: An Introductory Survey*. Elsevier, 2006.
- [17] John S. Kain. *The Kain–Fritsch Convective Parameterization: An Update*. 2004. URL: [https://journals.ametsoc.org/view/journals/apme/43/1/1520-0450\\_2004\\_043\\_0170\\_tkcpau\\_2.0.co\\_2.xml](https://journals.ametsoc.org/view/journals/apme/43/1/1520-0450_2004_043_0170_tkcpau_2.0.co_2.xml).
- [18] Johnny C L Chan. *Modelo de Clima Global (MCG)*.
- [19] Johnny C L Chan. *The physics of tropical cyclone motion*. 2005.
- [20] Kain, J.S.; Fritsch, J. Michael. *A One-Dimensional Entraining/Detraining Plume Model and Its Application in Convective Parameterization*. 1990.
- [21] Kiehl, Jeffrey; Hack, James; Bonan, Gordon B.; Boville, Byron; Briegleb, Bruce; Williamson, David L.; Rasch Philip. *Description of the NCAR Community Climate Model (CCM3)*. National Center for Atmospheric Research, 1996.
- [22] Amanda Lynch. *Applied Atmospheric Dynamics*. John Wiley, 2005.
- [23] M. Tiedtke. *Representation of Clouds in Large-Scale Models*. 1993.
- [24] Martínez-Castro, Daniel; Vichot-Llano, Alejandro; Bezanilla-Morlot, Arnoldo; Centella-Artola, Abel; Campbell, Jayaka y Vilorio-Holguin, Cecilia. “Performance of RegCM-4.3 over the Caribbean region using different configurations of the Tiedtke convective parameterization scheme”. En: (2016).
- [25] Martínez-Castro, Daniel; Vichot-Llano, Alejandro; Bezanilla-Morlot, Arnoldo; Centella-Artola, Abel; Campbell, Jayaka y Vilorio-Holguin, Cecilia. *Performance of RegCM-4.3 over the Caribbean region using different configurations of the Tiedtke convective parameterization scheme*. 2016.
- [26] Kendal McGuffie. *A Climate Modelling Primer*. John Wiley, 2005.
- [27] Mojisola Oluwayemisi Adeniyi. *Sensitivities of the Tiedtke and Kain-Fritsch Convection Schemes for RegCM4.5 over West Africa*. 2019.
- [28] Montgomery, Michael T. y Smith, Roger K. *Recent Developments in the Fluid Dynamics of Tropical Cyclones*. 2017.
- [29] NASA. *The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)*. 2022. URL: <https://economipedia.com/definiciones/psicologia-cognitiva.html>.
- [30] NASA. *The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)*. 2022. URL: <https://economipedia.com/definiciones/psicologia-cognitiva.html>.
- [31] National Oceanic and Atmospheric Administration. *Tropical Cyclone Structure*. 2023. URL: <https://www.noaa.gov/jetstream/tropical/tropical-cyclone-introduction/tropical-cyclone-structure#:~:text=cases%2C%20even%20stronger,-,Rainbands,rain%20or%20wind%20is%20found..>
- [32] Pal, Small; y Eltahir, E.A.B. *Simulation of regional-scale water and energy budgets: Representation of subgrid cloud and precipitation processes within regcm*. 2000.
- [33] Paris Rivera, Wener Ochoa, Bayron Gonzalez. *Simulación de temperatura y precipitación estacional durante el periodo 1998-2000 en Centro América utilizando el modelo climático regional RegCM*. 2021.

- [34] Regional Office of the World Health Organization. *EOC Situation Report 1: Tropical Storm/Depression Agatha*. 2010.
- [35] Smith Roger K. *Lectures on Tropical Cyclones*. Elsevier, 2006.
- [36] Rummukainen, M. *Added value in regional climate modeling*. 2015.
- [37] Stewart, Stacy R. y Cangialosi, John P. *Annual Summary: Eastern North Pacific Hurricane Season of 2010*. 2011.
- [38] Taylor, G.R.; Baker, M.B. *Entrainment and detrainment in cumulus clouds*. 1991.
- [39] Villafuerte, II. et. al. *Sensitivity of tropical cyclones to convective parameterization schemes in RegCM4*. 2020.