



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

CARACTERIZACIÓN DE LA CANÍCULA EN LA REGIÓN GUATEMALTECA USANDO EL MODELO CLIMÁTICO REGIONAL REGCM

Lilian Carolina García Oliva

Asesorada por Dr. Enrique Pazos Ávalos

Guatemala, 7 de mayo de 2018

UNIVERSIDAD DE SAN CARLOS DE GUATEMALA



ESCUELA DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

**CARACTERIZACIÓN DE LA CANÍCULA EN LA
REGIÓN GUATEMALTECA USANDO EL MODELO
CLIMÁTICO REGIONAL REGCM**

TRABAJO DE GRADUACIÓN
PRESENTADO A LA JEFATURA DEL
DEPARTAMENTO DE FÍSICA
POR

LILIAN CAROLINA GARCÍA OLIVA
ASESORADA POR DR. ENRIQUE PAZOS ÁVALOS

AL CONFERÍRSELE EL TÍTULO DE
LICENCIADA EN FÍSICA APLICADA

GUATEMALA, 7 DE MAYO DE 2018

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



CONSEJO DIRECTIVO

DIRECTOR M.Sc. Edgar Anibal Cifuentes Anléu
SECRETARIO ACADÉMICO Ing. José Rodolfo Samayoa Dardón

TRIBUNAL QUE PRACTICÓ EL EXAMEN GENERAL PRIVADO

EXAMINADOR Dr. Enrique Pazos Ávalos
EXAMINADOR Dr. Juan Adolfo Ponciano
EXAMINADOR M.Sc. Marcelo Ixquiac Cabrera



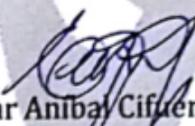
Universidad de San Carlos de Guatemala
Escuela de Ciencias Físicas y Matemáticas



Ref. D.DTG. 002-2018
Guatemala 04 de mayo de 2018

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 Coordinador de la Licenciatura en Física Aplicada, al trabajo de graduación Titulado: **CARACTERIZACIÓN DE LA CANÍCULA EN LA REGIÓN GUATEMALTECA USANDO EL MODELO CLIMÁTICO REGIONAL REGCM** presentado por la estudiante universitaria **Lilian Carolina García Oliva**, autoriza la impresión del mismo.

IMPRIMASE.


MsC. Edgar Anibal Cifuentes Anleu
Director
Escuela de Ciencias Físicas y Matemáticas



AGRADECIMIENTOS

A mis padres, Liliana y Luis, por su amor y apoyo incondicional. Por su ejemplo de lucha, trabajo y honradez. Saben que los quiero mucho y estoy orgullosa de que sean mis padres. Y a mis hermanos, por su cariño y apoyo de toda la vida.

A cada una de mis amigas, amigos y compañeros. Por sus sonrisas, comentarios y apoyo. Gracias por hacer mis días más bonitos y alentarme a seguir adelante.

A mis profesores, por su amistad y sus buenas enseñanzas dentro y fuera del salón de clase. En especial a mi asesor, Enrique, por su buena disposición para leer y corregir este trabajo de graduación.

A todos y cada uno de los guatemaltecos, que con su trabajo ha sido posible mi educación en esta universidad, y cuyos hijos no han tenido la dicha de tener las oportunidades que hoy tengo. A ustedes lo debo, no lo olvidaré.

ÍNDICE GENERAL

ÍNDICE DE FIGURAS	VI
ÍNDICE DE TABLAS	VII
LISTA DE ACRÓNIMOS	IX
LISTA DE SÍMBOLOS	XI
Objetivos	XIII
Introducción	XV
1. Dinámica de la Atmósfera	1
1.1. Aproximación hidrostática	2
1.1.1. Estructura vertical de la presión	3
1.2. Ecuaciones de movimiento de los fluidos	4
1.2.1. La derivada material	4
1.2.2. Ecuación de continuidad	5
1.2.3. Ecuaciones de movimiento en un marco de referencia inercial	7
1.2.3.1. Gravedad	8
1.2.3.2. Gradiente de presión	8
1.2.3.3. Fuerza de fricción (viscosidad)	10
1.2.4. Movimiento en un marco de referencia en rotación	11
1.2.4.1. Aceleración centrífuga	13
1.2.4.2. Aceleración de Coriolis	14
1.2.5. Ecuación termodinámica	16
1.3. Movimiento geostrófico	17
1.3.1. El número de Rosby	17
1.3.2. Balance geostrófico	18
1.3.2.1. Viento geostrófico en coordenadas de presión	19

1.3.3.	Efecto Taylor-Proudman	21
1.3.4.	Balance térmico de viento	22
1.3.5.	Flujo ageostrófico: La capa de Ekman	23
1.4.	Circulación general de la atmósfera	27
1.4.1.	La circulación observada: los cinturones de viento	29
1.4.1.1.	Los Vientos Alíseos	30
1.4.1.2.	Vientos del Oeste de latitud media	32
1.4.1.3.	Los Vientos Polares del Este	32
1.4.2.	Mecanismos detrás de la circulación observada	33
1.4.2.1.	Circulación Tropical: la Célula de Hadley	33
1.4.2.2.	Circulación extratropical: Inestabilidad Baroclínica	35
2.	Modelos climáticos	39
2.1.	Componentes del sistema climático	39
2.2.	Tipos de Modelos Climáticos	41
2.3.	Modelos de circulación general (GCM)	43
2.4.	Modelos climáticos regionales	44
2.5.	Descripción del RegCM	45
2.5.1.	Componentes del modelo	46
2.5.2.	Dinámica del modelo	49
2.5.3.	Parametrizaciones físicas	49
3.	La canícula: Sequía de medio verano	53
3.1.	Características regionales	53
3.2.	Secuencia del MSD	56
3.2.1.	Fase 1: Primer máximo de precipitación	57
3.2.2.	Fase 2: Mínimo de precipitación	57
3.2.3.	Fase 3: Segundo máximo de precipitación	57
3.3.	Factores propuestos que dan lugar al MSD	58
3.4.	El MSD en otras regiones de la Tierra	59
4.	Resultados obtenidos de RegCM	63
4.1.	La canícula sobre Guatemala	63
4.1.1.	Distribución espacial	65
4.1.2.	Duración y magnitud de la canícula	68
4.1.3.	Fases	72
4.1.3.1.	Fase 1: Primer máximo de precipitación	73

4.1.3.2. Fase 2: Mínimo de precipitación	74
4.1.3.3. Fase 3: Segundo máximo de precipitación	76
4.2. Comparación con datos de estaciones meteorológicas	77
4.2.1. Nombre y ubicación de las estaciones utilizadas	77
4.2.2. Comportamiento de RegCM	78
CONCLUSIONES	87
RECOMENDACIONES	89
BIBLIOGRAFÍA	91

ÍNDICE DE FIGURAS

1.1.	Diagrama de columna de fluido en equilibrio.	2
1.2.	Perfil vertical de la presión atmosférica.	4
1.3.	Fluido moviéndose a través de un volumen fijo.	6
1.4.	Componente x de un gradiente de presión.	9
1.5.	Vector de velocidad visto en un marco de referencia no inercial.	12
1.6.	Esquema donde se muestran la aceleración centrípeta y de gravedad.	14
1.7.	Ubicación de las coordenadas locales (x, y, z)	15
1.8.	Esquema de un flujo geostrófico.	19
1.9.	Esquema utilizado para cambiar a coordenadas de presión.	20
1.10.	Teorema de Taylor-Proudman.	22
1.11.	Balance de fuerzas en flujo ageostrófico.	24
1.12.	Distribución latitudinal del viento y presión superficial.	26
1.13.	Circulación meridional de retorno.	27
1.14.	Flujo de radiación promediado por latitud.	28
1.15.	Distribución horizontal de los vientos.	29
1.16.	Cinturones globales de viento.	30
1.17.	Mapa de los Vientos Alíseos y la zona de calmas ecuatoriales.	31
1.18.	La célula de Hadley.	34
1.19.	Formación de los frentes fríos y calientes.	36
1.20.	Circulación general de la atmósfera.	37
2.1.	Componentes del sistema climático.	40
2.2.	Esquemas de las grillas utilizadas en los AGCMs y OGCMs.	44
2.3.	Estructura vertical del modelo.	46
2.4.	Representación de la rejilla horizontal.	48
3.1.	Precipitación mensual de los años 1998-2003.	54
3.2.	Delimitación de la región del MSD.	55
3.3.	Distribución de la precipitación en intervalos de dos semanas.	56

3.4. Secuencia del MSD.	60
3.5. Distribución global del MSD.	61
4.1. Precipitación mensual sobre Guatemala.	64
4.2. Precipitación sobre toda Guatemala para los años 2011-2016.	66
4.3. Distribución de la precipitación mensual sobre Guatemala.	67
4.4. Precipitación quincenal promedio sobre Guatemala.	69
4.5. Precipitación quincenal de los años 2011-2016.	71
4.6. Anomalías de precipitación, viento y presión superficial.	81
4.7. Anomalías de precipitación convectiva y no convectiva.	82
4.8. Anomalías de temperatura superficial.	83
4.9. Datos observados y simulados de Puerto Barrios y Bonanza.	84
4.10. Datos observados y simulados de Labor Ovalle y Flores.	85

ÍNDICE DE TABLAS

1.1. Escalas de flujos a gran escala para el océano y la atmósfera	18
1.2. Dirección a gran escala del viento en la superficie de la Tierra.	27
2.1. Escalas de los procesos del sistema climático	42
4.1. Quincenas en que suceden los máximos y mínimo de precipitación. . .	69
4.2. Magnitud porcentual $M\%$ y magnitud relativa M^* de la canícula. . .	72
4.3. Nombre y ubicación de las estaciones meteorológicas.	78
4.4. Error relativo de la simulación respecto a los valores observados. . . .	80

LISTA DE ACRÓNIMOS

Símbolo	Significado
AGCM	Atmospheric General Circulation Model (Modelo General de Circulación Atmosférica)
BATS	Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme
CLM	Community Land Model
E	Easterly, del este
MBE	Modelo de Balance de Energía
ENSO	El Niño-Oscilación del Sur, en inglés
FCCC	Framework Convention of Climate Change
GCM	Modelo de Circulación General, en inglés
H	Alta presión
ICC	Instituto del Cambio Climático
ICTP	Centro Internacional de Física Teórica, en inglés
IFS	Integrated Forecast System
INSIVUMEH	Instituto Nacional de Sismología Vulcanología Meteorología e Hidrología
ITCZ	Zona de Interconvergencia Tropical, en inglés
L	Baja presión
MESA	MSD Existence/Strength Algorithm
MSD	Sequía de Medio Verano, en inglés
N	Norte
NAM	Monsón de Norte América, en inglés
OGCM	Modelo de Circulación General del Océano, en inglés
PBL	Capa Límite Planetaria, en inglés
RegCM	Modelo Regional Climático, en inglés
S	Sur
SST	Temperatura Superficial del Mar, en inglés
SUBEX	Subgrid Explicit Moisture Scheme

Símbolo	Significado
UW	Universidad de Washington
W	Westerly, del oeste

LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo	Significado
∇	Operador gradiente, $\nabla = \left(\frac{\partial}{\partial x} \hat{\mathbf{i}} + \frac{\partial}{\partial y} \hat{\mathbf{j}} + \frac{\partial}{\partial z} \hat{\mathbf{k}} \right)$
∇^2	Operador Laplaciano, $\nabla^2 = \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \right)$
$\frac{D}{Dt}$	Derivada material, $\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla$
α	Coefficiente de expansión térmica
λ	Longitud
ϕ	Potencial gravitacional
φ	Latitud
μ	Viscosidad de un fluido
ρ	Densidad
σ	Nivel sigma, coordenada vertical en RegCM
σ^*	Variación en la densidad
$\vec{\Omega}$	Vector de velocidad angular de la Tierra
Ω	Magnitud de la velocidad angular de la Tierra
a	Radio de la Tierra
A	Momento angular total por unidad de masa
c_p	Calor específico a presión constante
f	Factor de Coriolis
\vec{F}	Vector de fuerza
\mathcal{F}	Vector de fuerza de fricción por unidad de masa
g	Magnitud de la aceleración de la gravedad
H	Escala de altura
$\hat{\mathbf{i}}, \hat{\mathbf{j}}, \hat{\mathbf{k}}$	Vectores unitarios del sistema de coordenadas locales

Símbolo	Significado
L	Escala de longitud
m	Masa
M	Magnitud
$M\%$	Magnitud porcentual
M^*	Magnitud relativa
p	Presión
p^*	Presión en modelo RegCM
Q	Calor
t	Tiempo
T	Temperatura
T^*	Escala temporal
\vec{r}	Vector posición
R	Constante del gas para el aire seco
R_o	Número de Rosby
\vec{u}	Vector de velocidad de un fluido
\vec{u}_a	Vector de viento ageostrófico
\vec{u}_g	Vector de viento geostrófico
\vec{u}_h	Vector de viento horizontal
U	Escala de velocidad
\vec{v}	Vector de velocidad
u, v, w	Componentes del viento en el sistema de coordenadas locales
u_g, v_g	Componentes del viento geostrófico
V	Volumen
x, y, z	Sistema de coordenadas locales

Objetivos

General

Utilizar el modelo regional climático RegCM para caracterizar la canícula en el territorio geográfico de Guatemala, durante el período temporal comprendido entre los años 2011 al 2016.

Específicos

1. Describir las condiciones generales de la temporada de lluvias.
2. Identificar las áreas que se ven más afectadas por la canícula.
3. Estimar la magnitud y duración de la canícula para el período de tiempo estudiado.
4. Evaluar las variaciones en la precipitación, temperatura superficial y en el viento antes, durante y después de la canícula.
5. Definir el papel que juega la orografía en la presencia de la canícula en diferentes regiones del país.
6. Obtener una primera aproximación del comportamiento del modelo sobre Guatemala comparando los resultados de las simulaciones con datos de estaciones meteorológicas.

Introducción

La temporada de lluvias en el hemisferio norte del planeta tiene un período bien definido, de mayo a octubre. Esta temporada, en la región del Sur de México, Centro América y partes del Caribe, se caracteriza por tener una distribución con dos máximos en los meses de junio y septiembre y mínimos en los meses de julio y agosto. Esta disminución relativa de precipitación es coloquialmente llamada *canícula* o Mid Summer Drought (MSD) en inglés [21].

De estudios en toda la región se ha encontrado que la canícula no implica ausencia de lluvias, sino una disminución en aproximadamente un 40 %. También se reporta que la disminución de lluvias más marcada sucede en la parte oeste de Centro América, cerca de las costas del Pacífico [29]. Adicionalmente, se menciona que en la temporada que se instala la canícula la intensidad de los vientos alíseos disminuye lo que provoca la disminución de actividad convectiva en la región del Pacífico. En este punto la orografía juega un papel muy importante, ya que gracias a esta se definen los patrones característicos de precipitación en las partes cercanas al Pacífico o al Caribe. Junto a esto, también se observa la disminución de la temperatura superficial del mar, en el lado del Pacífico, consecuencia de la alta convergencia de vientos en esta zona y la alta actividad convectiva [21].

Se ha tratado, a lo largo de los años, describir el mecanismo que da lugar a la canícula, sin embargo las propuestas no contemplan procesos de otras regiones haciendo que el fenómeno sea algo aislado. Debe agregarse que la canícula no es un fenómeno único en el planeta, pues se han encontrado señales de esta alrededor de los trópicos en muchas partes del mundo [18].

En este trabajo de graduación, formado por cuatro capítulos, se aprovecha la alta resolución que brinda el modelo climático regional RegCM para recrear las condiciones climáticas del territorio guatemalteco durante los años 2011-2016 y, a

partir de los resultados y tomando como base los estudios previos sobre toda la región, caracterizar la canícula en todo el país. Además de esto, se busca comparar datos de algunas estaciones meteorológicas para evaluar el desempeño del modelo sobre ciertas regiones con diferentes características de la superficie terrestre.

En el primer capítulo se hace una breve revisión de los conceptos básicos que se necesitan para entender y describir el movimiento a gran escala de la atmósfera. Se inicia con la aproximación hidrostática y luego, se desarrollan las ecuaciones de movimiento para un fluido en un marco de referencia en rotación, como lo son la atmósfera y el océano. A partir de estas ecuaciones y de una serie de simplificaciones y consideraciones, se explica de manera cualitativa, la circulación general de la atmósfera y los mecanismos que la provocan.

En el segundo capítulo, se introduce de manera cualitativa y general a los modelos climáticos. Primero, se explican los componentes del sistema climático, los cuales incluyen una gran variedad de procesos que influyen directamente en el clima del planeta; luego, se presentan algunos ejemplos de modelos climáticos, dentro de los cuales se destacan los Modelos de Circulación General (GCMs), que son representaciones tridimensionales de la atmósfera y el océano en términos de las ecuaciones fundamentales descritas en el capítulo 1, que son las mismas que se utilizan para describir la dinámica de los Modelos Climáticos Regionales (RCMs). Al final de este capítulo se describe el modelo climático RegCM y se hace una pequeña revisión de cada uno de los esquemas que se utilizan para describir los procesos que se consideran en este modelo.

En el capítulo tres se describe la canícula en la región de México, Centro América y el Caribe. Primero se hace un análisis de su distribución espacial y temporal. Luego se consideran tres fases clave de la canícula, cada una definida durante la instalación, el desarrollo y el fin de la misma. Es en cada una de estas fases que se evalúan los cambios en algunas variables climatológicas, como la distribución de lluvias, presión superficial y dirección del viento. Al final de este capítulo se incluye una breve discusión acerca de los factores que se considera dan lugar a la canícula y, por último, la distribución espacial alrededor de la Tierra de eventos de precipitación con características similares a las de la canícula.

Finalmente, en el cuarto capítulo se presentan los resultados obtenidos. Estos

resultados pueden ser divididos en dos partes: la caracterización de la canícula y la comparación de lo obtenido con la simulación y datos tomados por un conjunto de estaciones meteorológicas. La primera parte se logra en términos de la magnitud, duración y distribución espacial de la canícula; además de la variación de parámetros climáticos como precipitación, temperatura superficial y dirección del viento durante las tres diferentes fases consideradas. La segunda parte se logra mediante el contraste de los datos obtenidos de la simulación y datos observacionales de estaciones meteorológicas ubicadas en distintas partes del país para tener una idea del comportamiento del modelo sobre regiones con diferentes características topográficas.

1. Dinámica de la Atmósfera

La atmósfera es un fluido que se encuentra bajo las influencias de la rotación de la Tierra, la gravedad y el calentamiento producido por la radiación del Sol. Para describir su comportamiento general es necesario hacer una serie de consideraciones tanto mecánicas como dinámicas que permiten entender su estructura y cómo su comportamiento influye en el clima del planeta.

En este capítulo se revisarán brevemente los conceptos necesarios que permiten entender la circulación de la atmósfera a gran escala. Se verá que, a partir de consideraciones, como el equilibrio hidrostático, puede hacerse valiosas observaciones acerca del comportamiento de la atmósfera respecto a la altura. Además, como la atmósfera es un fluido que se encuentra en un marco de referencia no inercial, primero será necesario encontrar la forma en que las cantidades varían dentro de un fluido y, luego, cómo la rotación de la Tierra influye en su comportamiento, encontrando así, las ecuaciones de movimiento para la atmósfera. A partir de estas ecuaciones y unas cuantas consideraciones, como incompresibilidad y balance hidrostático, se analizará el comportamiento de la atmósfera en el plano horizontal, encontrando que los gradientes de presión y temperatura tienen una gran influencia en la velocidad del viento y cómo esta se relaciona con la aceleración de Coriolis, que es provocada por la rotación de la Tierra. Finalmente, se tratará de explicar, de manera cualitativa, la circulación general de la atmósfera y los mecanismos que la generan. Esta circulación es el comportamiento promedio de los vientos a lo largo del año, que se caracteriza por tener una distribución zonal de cinturones de viento con diferente dirección; cuyo comportamiento es impulsado por circulaciones meridionales y zonales, provocadas por la diferencia de temperatura entre el ecuador y los polos.

1.1. Aproximación hidrostática

Si se asume que la atmósfera está en equilibrio, puede decirse que la presión a cualquier altura depende del peso del fluido que se encuentra justo más alto que el punto que se evalúa. Este balance es llamado *equilibrio hidrostático*.

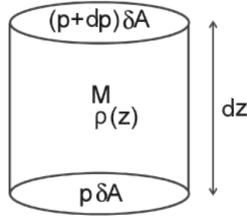


Figura 1.1. Diagrama de una columna de fluido en equilibrio. Fuente: Tomado de [22], página 27.

Para encontrar una expresión que relacione la presión de un fluido con la altura se recurre a la Figura 1.1, que muestra una columna vertical de fluido de área transversal δA y altura dz . La columna del fluido tiene una masa M y densidad $\rho(z)$ y está ubicada a una altura z . Asumiendo que la columna de fluido no es acelerada verticalmente y haciendo sumatoria de fuerzas, se tiene

$$P_1\delta A - P_2\delta A + Mg = 0. \quad (1.1)$$

Donde $P_1 = p$, $P_2 = p+dp$ y la masa $M = \rho dz\delta A$. Reduciendo términos y despejando para dp/dz se obtiene la expresión

$$\frac{dp}{dz} = -g\rho. \quad (1.2)$$

La expresión en (1.2) es la ecuación de *equilibrio hidrostático* y describe cómo cambia la presión con la altura, en proporción a la cantidad de masa que se encuentra sobre la capa que se estudia [22]. Puede notarse también, que si se integra en $z : z' \rightarrow \infty$ se encuentra la presión a cualquier altura z'

$$p(z') = -g \int_{z'}^{\infty} \rho(z) dz. \quad (1.3)$$

Ahora bien, puede notarse que la ecuación (1.3) no dice nada de cómo $p(z')$ es, puesto que no se conoce $\rho(z)$. Para determinar la forma de $p(z')$ se utiliza la ecuación de estado (gas ideal), para encontrar la relación entre p y ρ .

1.1.1. Estructura vertical de la presión

Usando la ecuación del gas ideal $p = \rho RT$ la ecuación (1.2) puede reescribirse de la siguiente manera

$$\frac{dp}{dz} = -\frac{gp}{RT}. \quad (1.4)$$

Sin embargo, esto no es muy diferente a la expresión encontrada por equilibrio hidrostático, pues de igual forma no se conoce el comportamiento de p y T con la altura. A pesar de esto, puede hacerse una aproximación.

Resulta que el perfil de temperatura absoluta de la atmósfera varía muy poco respecto a la altura. A lo largo de los ~ 10 km en los que se distribuye la tropósfera, desde la superficie a la parte más alta, la temperatura absoluta oscila entre los 200 K a 280 K. De manera que varía un 15 % del valor medio 240 K [22]. Siguiendo este razonamiento, se puede tomar un valor constante para la temperatura absoluta, igual al valor medio $T_o = 240$ K.

Reescribiendo la ecuación (1.4) y usando ahora una temperatura absoluta constante, se encuentra la cantidad $RT_o/g = H$, llamada *escala de altura*, cuya dimensional es de longitud. Resolviendo ahora para p en términos de z se tiene

$$p(z) = p_o e^{-z/H}. \quad (1.5)$$

Esta es la relación entre presión y altura, considerando una atmósfera isoterma. La magnitud de H es ~ 8 km y es útil pues establece que la presión decrece en un factor $1/e$ del valor en la superficie. A pesar que la ecuación (1.5) es una aproximación, puede observarse en la Figura 1.2 que esta representa bien el perfil de presión [4].

En el caso de una atmósfera no isoterma, la ecuación (1.4) puede reescribirse de la siguiente manera

$$\frac{dp}{dz} = -\frac{p}{H(z)}, \quad (1.6)$$

donde $H(z)$ es la escala de altura para la atmósfera en el punto z , con temperatura $T(z)$, como se muestra en la siguiente expresión

$$H(z) = \frac{RT(z)}{g}.$$

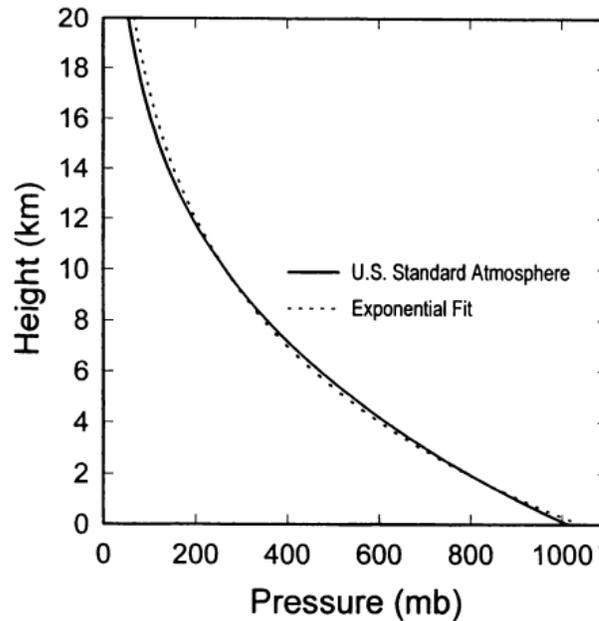


Figura 1.2. Presión versus altura. La línea sólida representa la atmósfera estándar de Estados Unidos; la punteada es un ajuste exponencial, usando $H = 7.29\text{km}$, para esta distribución de presiones. *Fuente: Tomado de [4], página 56.*

Integrando la ecuación (1.6) respecto de la altura, la presión queda

$$p(z) = p_o \exp\left(-\int_0^z \frac{dz'}{H(z')}\right) \quad (1.7)$$

donde p_o es la presión en la superficie. Puede notarse que si $H(z) = H$ la expresión para la presión es la misma para una atmósfera isoterma, como se espera [22].

1.2. Ecuaciones de movimiento de los fluidos

1.2.1. La derivada material

Para describir el movimiento (flujo) de un fluido es posible utilizar dos puntos de vista: el Euleriano y el Lagrangiano. Desde el punto de vista Euleriano cada una de las propiedades del fluido son determinadas por la posición en el espacio y por el tiempo, por ejemplo la propiedad $B = B(x, y, z, t)$; cuya derivada parcial da la razón de cambio local en un lugar y tiempo determinado. En el caso del punto de vista Lagrangiano, las propiedades del fluido son determinadas dependiendo del pedazo de materia (parcela) que se esté estudiando y el tiempo, de manera que $B_i = B_i(t)$ es la propiedad B de la parcela i en el tiempo t [1, 22].

Sucede que las propiedades de una parcela de fluido no sólo cambian debido a las fuerzas o procesos que actúan sobre ella. Estas propiedades varían también, porque la parcela se ha desplazado de un punto a otro [1], de manera que ahora no sólo interesa la variación temporal de la propiedad sino también la variación en el espacio de dicha cantidad. Así pues, para una cantidad $A = A(x, y, z, t)$ la derivada temporal total es

$$\frac{dA}{dt} = \frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial A}{\partial x} \frac{dx}{dt} + \frac{\partial A}{\partial y} \frac{dy}{dt} + \frac{\partial A}{\partial z} \frac{dz}{dt}, \quad (1.8)$$

donde las derivadas dx/dt , dy/dt , dz/dt son las componentes de la velocidad del fluido $\vec{v} = u \hat{\mathbf{i}} + v \hat{\mathbf{j}} + w \hat{\mathbf{k}}$. Reescribiendo la ecuación (1.8), usando las componentes de \vec{v} se tiene

$$\frac{dA}{dt} = \frac{\partial A}{\partial t} + u \frac{\partial A}{\partial x} + v \frac{\partial A}{\partial y} + w \frac{\partial A}{\partial z}. \quad (1.9)$$

De la expresión anterior puede identificarse que los últimos tres términos pueden escribirse como $\vec{v} \cdot \nabla A$. Usando esto y usando el símbolo D/Dt para identificar la derivada siguiendo el movimiento, la ecuación (1.9) es

$$\frac{DA}{Dt} = \frac{\partial A}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla A. \quad (1.10)$$

La ecuación (1.10) es conocida como *derivada material* y relaciona los dos puntos de vista que se describieron anteriormente, el Euleriano y Lagrangiano. Esta expresión establece que la variación de una propiedad cualquiera de una parcela de fluido está determinada por la variación temporal de la propiedad y, además, de la velocidad a la que el fluido se desplaza y del cambio de esa cantidad en el espacio (expresado por el gradiente) [22].

1.2.2. Ecuación de continuidad

Uno de los enunciados más importantes en mecánica de fluidos es que la masa se conserva. Para describir la conservación de la masa es necesario que se considere cómo la densidad varía en presencia de divergencia o convergencia para mantener constante la masa total [1, 3].

Para obtener la ecuación de continuidad se considera un volumen fijo en el espacio, como en Figura 1.3, el cual es atravesado por un fluido, a una velocidad

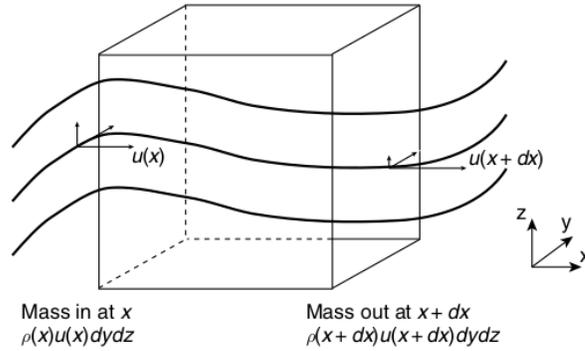


Figura 1.3. Fluido moviéndose a través de un volumen fijo, con volumen $dV = dxdydz$.
 Fuente: Tomado de [1], página 51.

$\vec{v} = u\hat{i} + v\hat{j} + w\hat{k}$, de masa m

$$m = \iiint \rho dxdydz. \quad (1.11)$$

El fluido se acumula a una razón igual al flujo total hacia adentro menos el flujo total hacia afuera, en cada una de las caras del volumen. De esta manera puede expresarse la razón de cambio de masa $\partial m/\partial t$ dentro del volumen como

$$\begin{aligned} \frac{\partial m}{\partial t} = & \iint ((\rho u)_x - (\rho u)_{x+dx}) dydz + \\ & \iint ((\rho v)_y - (\rho v)_{y+dy}) dxdz + \\ & \iint ((\rho w)_z - (\rho w)_{z+dz}) dxdy. \end{aligned} \quad (1.12)$$

El lado izquierdo de la expresión anterior es la razón de cambio de la masa m y cada uno de los términos del lado derecho corresponden al flujo total de masa en todas las caras del volumen. Usando las ecuaciones (1.11) y (1.12) se tiene

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \iiint \rho dxdydz = & \iint (\rho u)_x - (\rho u)_{x+dx} dydz + \\ & \iint (\rho v)_y - (\rho v)_{y+dy} dxdz + \\ & \iint (\rho w)_z - (\rho w)_{z+dz} dxdy. \end{aligned} \quad (1.13)$$

La expresión anterior puede simplificarse de esta forma

$$\frac{\partial}{\partial t} \iiint \rho dx dy dz = - \iiint \left(\frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} \right) dx dy dz, \quad (1.14)$$

de manera que

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = - \left(\frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} \right). \quad (1.15)$$

En la ecuación (1.15) puede identificarse que el lado derecho tiene la forma de la divergencia $\nabla \cdot (\rho \vec{v})$. Por lo tanto, la ecuación de continuidad es

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \vec{v}) = 0. \quad (1.16)$$

Usando la derivada material, definida en la sección 1.2.1, y tomando en cuenta que $\nabla \cdot (\rho \vec{v}) = \rho \nabla \cdot \vec{v} + \vec{v} \cdot \nabla \rho$ la ecuación de continuidad puede reescribirse de la forma

$$\frac{D\rho}{Dt} + \rho \nabla \cdot \vec{v} = 0. \quad (1.17)$$

La ecuación de continuidad escrita de esta forma resulta ser una expresión más útil para los casos que se consideran en este trabajo [22, 1].

1.2.3. Ecuaciones de movimiento en un marco de referencia inercial

Partiendo de la suposición que la atmósfera es un fluido Newtoniano clásico, continuo en su estructura y propiedades físicas, puede usarse la segunda Ley de Newton para describir su movimiento. En este caso, se trata de un campo de materia continuo con densidad variable, por lo que es más sencillo describir el movimiento utilizando fuerzas por unidad de masa. De manera que la segunda Ley de Newton, para una parcela de fluido de volumen $\delta V = \delta x \delta y \delta z$ y masa $\delta m = \rho \delta V$, tiene la forma

$$\frac{\vec{F}}{\delta m} = \frac{D\vec{u}}{Dt}. \quad (1.18)$$

El lado derecho es la aceleración del fluido, expresada como la derivada material de la velocidad del fluido \vec{u} . De esta forma se tiene una expresión que determina

la aceleración del fluido, sujeto a fuerzas conocidas, en cualquier situación. Ahora pues, para examinar el movimiento de la atmósfera el siguiente paso es considerar las fuerzas que actúan sobre ella [1, 32].

Las fuerzas que actúan sobre un fluido pueden clasificarse en tres tipos: las fuerzas de cuerpo, fuerza de línea y las fuerzas de contacto. Las fuerzas de contacto son todas aquellas fuerzas que involucran contacto directo entre varias parcelas de fluido, como la presión. Las fuerzas de cuerpo son aquellas donde el fluido está en contacto con un campo de fuerza, como la gravedad. Finalmente, las fuerzas de línea son aquellas que actúan a lo largo de una línea; un ejemplo de ellas es la tensión superficial, que actúa en las interfaces de las superficies. Esta fuerza es importante cuando se consideran fronteras, como las que hay entre la atmósfera y el océano, pero en este trabajo no se considera este tipo de fuerzas [1, 32]. A continuación se describen cada una de las fuerzas que actúan sobre un fluido que se encuentra en un marco de referencia inercial.

1.2.3.1. Gravedad

El efecto de la gravedad que actúa sobre una parcela de fluido está dada por:

$$\vec{F}_g = -g\rho \delta V \hat{\mathbf{k}}, \quad (1.19)$$

donde g es la magnitud de la aceleración gravitacional, con valor constante, y $\hat{\mathbf{k}}$ es un vector con dirección hacia arriba; por lo que la dirección de la fuerza de gravedad es hacia abajo [22].

1.2.3.2. Gradiente de presión

Otra fuerza que actúa sobre una parcela de fluido es la provocada por la presión. Como se explicó anteriormente, esta fuerza tiene lugar dentro del fluido y es generada por una parcela adyacente. Para derivar la forma que tiene esta fuerza, se considera una parcela infinitesimal de fluido cuyo volumen es $\delta V = \delta x \delta y \delta z$, como se muestra en la Figura 1.4.

Si se consideran las caras paralelas al eje x , caras A y B en la Figura 1.4, la fuerza sobre la cara A de la parcela es la presión sobre esa superficie multiplicada por el área de la superficie $A_A = \delta y \delta z$. Así, la fuerza en la cara A es

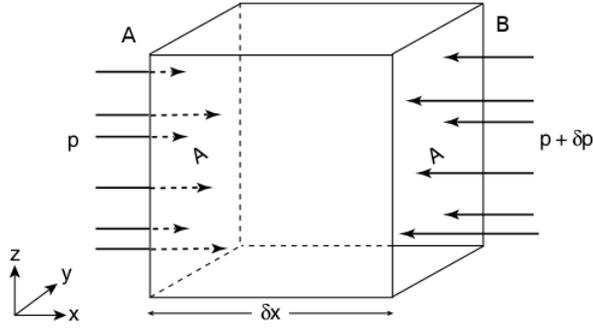


Figura 1.4. Componente en x de un gradiente de presión que actúa sobre una superficie de área A de una parcela de fluido. *Fuente: Tomado de [1], página 60.*

$$F_A = p_A \delta y \delta z, \quad (1.20)$$

donde $p_A = p(x)$. Para la cara B se procede de manera similar, pero la fuerza es en sentido contrario que la fuerza en la cara A , de manera que

$$F_B = -p_B \delta y \delta z, \quad (1.21)$$

con $p_B = p(x + \delta x)$. Dado que son las únicas fuerzas, debido a la presión, que actúan en el eje x , la fuerza resultante en esa componente es

$$F_x = (p(x) - p(x + \delta x)) \delta y \delta z. \quad (1.22)$$

Haciendo una expansión en series de Taylor alrededor de x se tiene que la componente en x de la presión es de la forma

$$F_x = - \left(\frac{\partial p}{\partial x} \right) \delta x \delta y \delta z. \quad (1.23)$$

Para las componentes en y y z se procede de manera similar, quedando

$$F_y = - \left(\frac{\partial p}{\partial y} \right) \delta x \delta y \delta z \quad \text{y} \quad F_z = - \left(\frac{\partial p}{\partial z} \right) \delta x \delta y \delta z. \quad (1.24)$$

De manera que la fuerza neta ejercida por la presión sobre una parcela de fluido está dada por el vector

$$\vec{F}_p = -\delta x \delta y \delta z \left(\frac{\partial p}{\partial x} \hat{\mathbf{i}} + \frac{\partial p}{\partial y} \hat{\mathbf{j}} + \frac{\partial p}{\partial z} \hat{\mathbf{k}} \right). \quad (1.25)$$

Puede identificarse claramente que la suma del lado derecho de la ecuación

(1.25) es el gradiente de la presión ∇p . Por lo tanto, la expresión para la fuerza ejercida sobre una parcela de fluido, debido a la presión puede escribirse como

$$\vec{F}_p = -\nabla p \delta x \delta y \delta z. \quad (1.26)$$

A partir de la ecuación (1.26) se hace evidente que la fuerza neta depende del *gradiente de presión* ∇p y no de la presión por sí misma. Eso quiere decir que esta fuerza existe solamente si hay una diferencia de presión de una parcela a otra [1, 22].

1.2.3.3. Fuerza de fricción (viscosidad)

La fuerza ejercida por la viscosidad se debe al movimiento de las moléculas dentro del fluido. Sus efectos, en el flujo a gran escala de la atmósfera, son despreciables en una primera aproximación. Sin embargo, si se considera un fluido de densidad constante, esta fuerza se vuelve importante cuando se habla del balance de energía; pues es la única forma en que la energía puede removerse del fluido [1, 32].

Para la mayoría de los fluidos Newtonianos, la fuerza que ejerce la viscosidad tiene, en una buena aproximación, la forma

$$\vec{F}_v = \mu \nabla^2 \vec{u} \delta V, \quad (1.27)$$

donde la constante μ es la viscosidad del fluido [32].

Ahora bien, para los flujos oceánicos y atmosféricos típicos, los efectos de la fricción son despreciables excepto en las fronteras donde la atmósfera interactúa con la superficie de la Tierra, llamada *capa límite de la atmósfera*. Debido a que la superficie terrestre es muy irregular el intercambio de momento entre el aire y la Tierra en esta capa es mayor que en capas superiores. Además, es una capa turbulenta en la que se desarrollan fuertes remolinos a pequeña escala que pueden provocar que el momento se transfiera más efectivamente que con la viscosidad. Debido a esto, la forma que toma la fricción dependerá de la situación en la que se trabaje y, para fines de este trabajo, se expresa de la manera más general posible

$$\vec{F}_f = \mathcal{F} \delta m. \quad (1.28)$$

Donde \mathcal{F} es la fuerza de fricción por unidad de masa y considera todos los tipos de fricción que puedan tener lugar [22].

Poniendo todas las fuerzas consideradas en las ecuaciones (1.19), (1.26) y (1.28) en la segunda Ley de Newton, ecuación (1.18), la ecuación de movimiento para una parcela de fluido en un sistema inercial es

$$\frac{D\vec{u}}{Dt} = \frac{1}{\delta m} \left(-g\rho \delta x \delta y \delta z \hat{\mathbf{k}} - \nabla p \delta x \delta y \delta z + \mathcal{F} \delta m \right). \quad (1.29)$$

Tomando en cuenta que $\delta m = \rho \delta x \delta y \delta z$ y despejando para \mathcal{F} , la ecuación del movimiento queda de la siguiente manera

$$\frac{D\vec{u}}{Dt} + g \hat{\mathbf{k}} + \frac{1}{\rho} \nabla p = \mathcal{F}. \quad (1.30)$$

1.2.4. Movimiento en un marco de referencia en rotación

Como la Tierra está rotando alrededor de su propio eje, es conveniente utilizar un marco de referencia fijo en la Tierra. Este es un marco de referencia no inercial porque por su propio movimiento imparte aceleración extra al movimiento de cualquier cuerpo que se considere dentro del mismo. La velocidad angular de la Tierra Ω tiene un valor muy pequeño:

$$\Omega = \frac{2\pi}{1\text{d}} = 7.292 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}.$$

Para muchos de los fenómenos estudiados los efectos de esta velocidad son despreciables; sin embargo, para las escalas temporales y espaciales de muchos de los procesos atmosféricos sucede que su influencia es muy importante y debe ser incluida [1].

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. A partir de la Figura 1.5 puede observarse que un vector en el sistema inercial \vec{u}_i y uno en el no inercial \vec{u}_r se relacionan de la siguiente manera

$$\vec{u}_i = \vec{u}_r + \vec{\Omega} \times \vec{r}, \quad (1.31)$$

donde \vec{r} es la posición de una parcela en el marco que rota a una velocidad angular $\vec{\Omega}$.

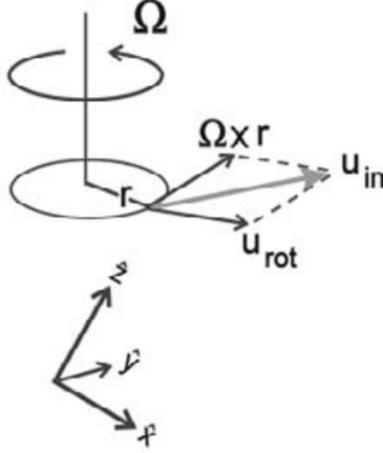


Figura 1.5. Vector de velocidad visto en un marco de referencia no inercial. *Fuente:* Tomado de [22], página 94.

Utilizando el marco de referencia en la Figura 1.5, un vector cualquiera puede escribirse

$$\vec{A} = A_x \hat{\mathbf{i}} + A_y \hat{\mathbf{j}} + A_z \hat{\mathbf{k}}, \quad (1.32)$$

donde (A_x, A_y, A_z) son las componentes del vector expresadas en términos de las coordenadas que están rotando. En el marco que está rotando estas coordenadas están fijas, por lo tanto

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

Sin embargo, desde el marco inercial la dirección de las coordenadas del marco en rotación no están fijas; estas rotan a la razón Ω , por lo cual

$$\left(\frac{D\hat{\mathbf{i}}}{Dt} \right)_i = \Omega \times \hat{\mathbf{i}}, \quad \left(\frac{D\hat{\mathbf{j}}}{Dt} \right)_i = \Omega \times \hat{\mathbf{j}} \quad \text{y} \quad \left(\frac{D\hat{\mathbf{k}}}{Dt} \right)_i = \Omega \times \hat{\mathbf{k}}.$$

Aplicando la derivada material sobre la ecuación (1.32), simplificando y agrupando términos se tiene que la transformación queda de la siguiente manera

$$\left(\frac{D\vec{A}}{Dt} \right)_i = \left(\frac{D\vec{A}}{Dt} \right)_r + \Omega \times \vec{A}. \quad (1.33)$$

Ahora bien, si se utiliza el vector de posición de una parcela en el marco que rota, \vec{r} , se llega a la ecuación (1.31). Para encontrar la razón de cambio de la veloci-

dad de una parcela de fluido en un marco de referencia que rota, es decir $(D\vec{u}_i/Dt)_i$, se utiliza la ecuación (1.31) en la ecuación (1.33) y se obtiene

$$\left(\frac{D\vec{u}_i}{Dt}\right)_i = \left(\frac{D\vec{u}_r}{Dt}\right)_r + 2\vec{\Omega} \times \vec{u}_r + \vec{\Omega} \times \vec{\Omega} \times \vec{r}. \quad (1.34)$$

Por definición se tiene

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

Utilizando la ecuación (1.34), a partir de la ecuación (1.30), la ecuación de movimiento para un fluido en un sistema de referencia no inercial es

$$\frac{D\vec{u}}{Dt} + g \hat{\mathbf{k}} + \frac{1}{\rho} \nabla p = \mathcal{F} - 2\vec{\Omega} \times \vec{u} - \vec{\Omega} \times \vec{\Omega} \times \vec{r}. \quad (1.35)$$

Puede notarse que la ecuación (1.35) es la misma que la ecuación (1.30), pero con dos aceleraciones extra, que son introducidas por la rotación del marco de referencia. Estas aceleraciones tienen nombres. Una es la aceleración centrífuga $-\vec{\Omega} \times \vec{\Omega} \times \vec{r}$ y la otra es la aceleración de Coriolis $-2\vec{\Omega} \times \vec{u}$ [22].

A continuación se explicará el efecto que tienen estas aceleraciones extra en objetos moviéndose en un marco de referencia no inercial.

1.2.4.1. Aceleración centrífuga

Esta aceleración depende de la razón de rotación y de la distancia de la parcela al eje de rotación. Está dirigida radialmente hacia afuera, perpendicular al eje de rotación, mientras que la gravedad apunta hacia el centro del planeta. La fuerza resultante toma una dirección intermedia, que coincide con la dirección de la vertical del lugar, como se ve en la Figura 1.6. Es por esto que, en ausencia de fuerzas externas, un objeto en reposo en la superficie del planeta no sale disparado hacia afuera [3, 22].

La aceleración centrífuga puede ser expresada como el gradiente de un potencial

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

donde \vec{r} es la distancia normal al eje de rotación. De acá es conveniente combinarlo con $g \hat{\mathbf{k}} = \nabla(gz)$, que es el gradiente del potencial gravitacional, y reescribir la

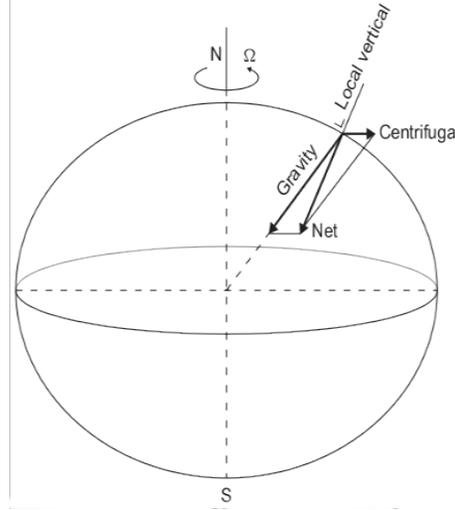


Figura 1.6. Esquema donde se muestran la aceleración centrípeta y de gravedad, en donde se refleja cómo la resultante de estas dos aceleraciones se alinean con la vertical local, de manera que se alcanza el equilibrio. *Fuente: Tomado de [3], página 45.*

ecuación (1.35) de la siguiente forma

$$\frac{D\vec{u}}{Dt} + \nabla\phi + \frac{1}{\rho}\nabla p = \mathcal{F} - 2\Omega \times \vec{u}, \quad (1.36)$$

donde

$$\phi = gz + \frac{\Omega^2 r^2}{2}.$$

La expresión anterior es un potencial gravitacional modificado, que es el medido en el marco de referencia en rotación, que dependerá de la distribución de materia en el lugar donde se ubique el objeto [3, 22].

1.2.4.2. Aceleración de Coriolis

Esta aceleración aparece cuando la parcela de fluido estudiada tiene movimiento dentro del marco de referencia no inercial. La aceleración de Coriolis describe la tendencia que tienen las parcelas de fluido a deflectarse respecto a su dirección inicial. Además, resulta en el aumento relativo del momento angular [22].

Ahora, para expresar la aceleración de Coriolis en coordenadas esféricas, se recurre a la Figura 1.7. En la latitud φ se define un sistema de coordenadas local en donde las coordenadas (x, y, z) apuntan de la siguiente manera

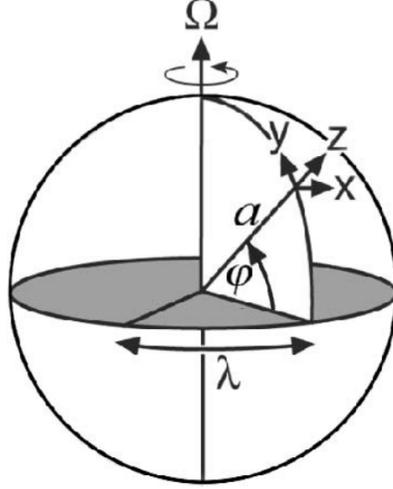


Figura 1.7. Ubicación de las coordenadas locales (x, y, z) , que apuntan en dirección (*este, norte, hacia arriba*), sobre una esfera de radio a en un punto de longitud λ y latitud φ , cuya velocidad angular es Ω . Usando estas coordenadas el viento tiene la dirección $\vec{u} = (u, v, w)$. Fuente: Tomado de [22], página 102.

$$x \rightarrow \text{este} \quad y \rightarrow \text{norte} \quad z \rightarrow \text{arriba}$$

Además, las componentes de $\vec{\Omega}$ en esas coordenadas son $(0, \Omega \cos \varphi, \Omega \sin \varphi)$. Entonces usando las coordenadas locales para expresar la velocidad $\vec{u} = (u, v, w)$, el producto vectorial $\vec{\Omega} \times \vec{u}$ es

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

De acá pueden hacerse dos aproximaciones. Primero, la componente vertical puede despreciarse pues es mucho más pequeña que la gravedad. Segundo, en el movimiento de la atmósfera, las velocidades verticales son mucho menores que las horizontales; de manera que puede despreciarse los términos que involucran a la componente vertical de la velocidad w de la expresión para $\vec{\Omega} \times \vec{u}$. De esta manera el término de Coriolis, en ecuación (1.36), puede reescribirse como

$$2\vec{\Omega} \times \vec{u} \approx -v \, 2\Omega \sin \varphi \, \hat{\mathbf{i}} + u \, 2\Omega \sin \varphi \, \hat{\mathbf{j}} = f \, \hat{\mathbf{k}} \times \vec{u}, \quad (1.37)$$

en donde f es conocido como el *parámetro de Coriolis* y tiene la forma

$$f = 2\Omega \sin \varphi. \quad (1.38)$$

Nótese que $\Omega \sin \varphi$ es la componente vertical de velocidad de rotación de la Tierra.

Además, para una parcela de fluido en $\varphi > 0$ (el Hemisferio Norte) el factor de Coriolis es positivo, de manera que el movimiento de dicha parcela será hacia la derecha, y hacia la izquierda en el Hemisferio Sur ($\varphi < 0$) [1, 22].

Ahora puede reescribirse la ecuación (1.36) utilizando el parámetro de Coriolis

$$\frac{D\vec{u}}{Dt} + \nabla\phi + \frac{1}{\rho}\nabla p = \mathcal{F} - f\hat{\mathbf{k}} \times \vec{u}. \quad (1.39)$$

Escribiendo esta ecuación utilizando el sistema de coordenadas local y considerando equilibrio hidrostático se tiene

$$\begin{aligned} \text{a)} \quad & \frac{Du}{Dt} + \frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial x} - fv = \mathcal{F}_x, \\ \text{b)} \quad & \frac{Dv}{Dt} + \frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial y} + fu = \mathcal{F}_y, \\ \text{c)} \quad & \frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial z} + g = 0. \end{aligned} \quad (1.40)$$

El conjunto de ecuaciones (1.40) son las ecuaciones a partir de las cuales puede discutirse la dinámica de un fluido en una esfera que rota, como lo son el océano y la atmósfera [22].

1.2.5. Ecuación termodinámica

Es la ecuación que gobierna la evolución de la temperatura. Se puede derivar de la primera ley de la termodinámica aplicada a una parcela de fluido. Tiene la forma

$$\frac{DQ}{Dt} = c_p \frac{DT}{Dt} - \frac{1}{\rho} \frac{Dp}{Dt}. \quad (1.41)$$

El término DQ/Dt es llamado la tasa de calentamiento diabático por unidad de masa. En la atmósfera esto se debe principalmente al calentamiento o enfriamiento latente y al calentamiento y enfriamiento radiativo. Si la tasa de calentamiento es cero, entonces

$$\frac{DT}{Dt} = -\frac{1}{\rho c_p} \frac{Dp}{Dt}, \quad (1.42)$$

lo que implica que, en movimiento adiabático, la temperatura de una parcela de fluido descenderá mientras esta asciende [22].

1.3. Movimiento geostrófico

1.3.1. El número de Rosby

Para calcular el número de Rosby R_o primero es necesario hacer un análisis de escalas en la ecuación de movimiento de un fluido, ecuación (1.39), en sus componentes horizontales (coordenadas x, y) [22, 1]. Además se asume que se analiza la atmósfera (u océano) libre, por lo que la aceleración provocada por la fricción se desprecia, quedando la ecuación de movimiento

$$\frac{D\vec{u}}{Dt} = -f \hat{\mathbf{k}} \times \vec{u}.$$

Para hacer el análisis de escalas se utilizan los valores de escala para las magnitudes de interés las cuales son: la longitud horizontal, el tiempo y la velocidad horizontal; cuyo valores y símbolos, para la atmósfera y el océano, se muestran en la Tabla (1.1). Además de esto, debe expandirse la derivada material y colocar el valor de escala, para cada uno de los términos, como sigue

$$\frac{D\vec{u}}{Dt} - f \hat{\mathbf{k}} \times \vec{u} = \frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla \vec{u} - f \hat{\mathbf{k}} \times \vec{u}. \quad (1.43)$$

Colocando las escalas se tiene

$$\frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla \vec{u} - f \hat{\mathbf{k}} \times \vec{u} = \frac{U}{T^*} + \frac{U^2}{L} + fU.$$

A partir de los valores de la Tabla (1.1) se concluye que los términos de la aceleración $\partial \vec{u} / \partial t$ y advección $\vec{u} \cdot \nabla \vec{u}$ son aproximadamente iguales, con escala U^2/L . Esto significa que la escala de tiempo a la que cambia el movimiento del fluido está relacionada con el tiempo que le toma al fluido moverse una distancia L [22].

Ahora bien, el número de Rosby se define como la razón de los términos discutidos anteriormente y del término de Coriolis, de la siguiente manera

$$R_o = \frac{U}{fL}. \quad (1.44)$$

El número de Rosby es importante pues indica qué tan significativa es la aceleración de Coriolis en la dinámica del fluido. Por lo tanto, si el número de Rosby es pequeño ($R_o < 1$), significa que el término de Coriolis es grande comparado con la aceleración del viento, por lo que en estos casos los efectos que tiene la rotación de la Tierra en el movimiento del fluido son muy importantes [1, 32], como en el caso

de los flujos a gran escala de la atmósfera y el océano, en Tabla (1.1).

Tabla 1.1. Escalas de flujos a gran escala para el océano y la atmósfera. Se muestra el valor que toma el número de Rosby para dichos sistemas. *Fuente: Tomado de [32], página 85.*

Variable	Símbolo	Significado	Atmósfera	Océano
(x, y)	L	Escala de longitud	10^6m	10^5m
t	T^*	Escala temporal	10^5s	10^6s
(u, v)	U	Escala de velocidad	10 m s^{-1}	0.1 m s^{-1}
	R_o	Número de Rosby (U/fL)	0.1	0.01

1.3.2. Balance geostrófico

Partiendo del hecho que R_o es muy pequeño ($R_o < 1$) puede hacerse una serie de simplificaciones en la ecuación (1.43). Primero, por la propia definición del número de Rosby, el término de Coriolis domina al término de advección; luego si la escala temporal del movimiento es de la misma magnitud que la escala de advección (como se discutió en la sección anterior), entonces el término de Coriolis también domina al término de la derivada temporal. De manera que el único término que puede balancear al término de Coriolis es el del gradiente de presión [32]. Debido a estas simplificación, se tiene

$$f\hat{\mathbf{k}} \times \vec{u} \approx -\frac{1}{\rho}\nabla p. \quad (1.45)$$

La ecuación (1.45) se conoce como *balance geostrófico* y es una relación que no puede predecir la evolución del campo de velocidades de un fluido y funciona para sistemas climáticos de latitud media, pues para latitudes más bajas el factor de Coriolis no es lo suficientemente grande en relación a la aceleración del fluido, por lo que el número de Rosby no es tan pequeño como se necesita y, en consecuencia, no puede hacerse la serie de consideraciones con las que se deriva el balance [1, 22].

Para cualquier fluido es posible definir un campo de velocidad horizontal, llamado *viento geostrófico*, que es una componente de la velocidad horizontal total que satisface el balance de fuerzas entre la fuerza de gradiente de presión y la fuerza de Coriolis [1]. El viento geostrófico se define como

$$\vec{u}_g = \frac{1}{f\rho}\hat{\mathbf{k}} \times \nabla p. \quad (1.46)$$

Las componentes de dicho viento geostrófico pueden escribirse como

$$u_g = -\frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad \text{y} \quad v_g = \frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial x}. \quad (1.47)$$

Con ayuda de la Figura 1.8, puede observarse cómo la aceleración provocada por el gradiente de presión balancea a la que genera el término de Coriolis, ambos tienen la misma dirección y sentido contrario. Además, el vector de aceleración de gradiente de presión va en sentido contrario que el gradiente mismo; de manera que si hay un punto de alta presión, el vector de gradiente de presión se dirige fuera de este punto y, si es un punto de baja presión, se dirige hacia él. De la ecuación (1.46) se ve, además, que el vector de viento geostrófico es perpendicular al gradiente de presión. Esto quiere decir que es tangente a las curvas de presión constante (isobaras), como puede apreciarse en la Figura 1.8.

Por último, el balance geostrófico es importante pues ayuda a explicar, por ejemplo, el movimiento de los ciclones. Si $f > 0$ (Hemisferio Norte) el movimiento del fluido en un ciclón es a favor de las manecillas del reloj alrededor de un punto de alta presión, mientras que alrededor de un punto de baja presión el fluido va en contra de las manecillas del reloj, como se ve en Figura 1.8. En el hemisferio sur ($f < 0$) la dinámica es al contrario [22].

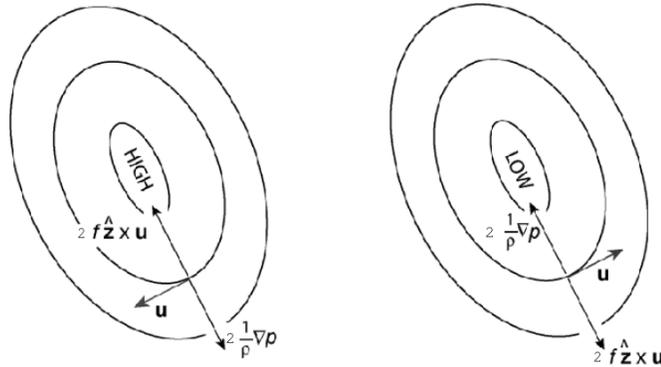


Figura 1.8. Ejemplo de un flujo geostrófico. El vector de velocidad es siempre paralelo a las líneas de igual presión. Fuente: Tomado de [22], página 111.

1.3.2.1. Viento geostrófico en coordenadas de presión

Para aplicar las ecuaciones geostróficas a observaciones atmosféricas se necesita expresar las ecuaciones (1.46) en términos de gradientes de altura sobre superficies

de presión.

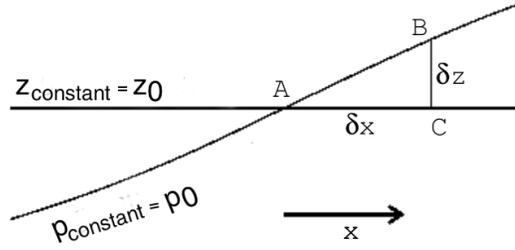


Figura 1.9. Esquema utilizado para cambiar de gradientes de presión en superficies de altura a gradientes de altura sobre superficies de presión. *Fuente: Tomado de [22], página 112.*

Para esto, se considera la Figura 1.9. En ella se ilustra una superficie de altura constante z_o y una de presión constante p_o , que se intersectan en el punto A donde la presión tiene el valor $P_A = p_o$ y cuya altura es $z_A = z_o$. A altura constante, el gradiente de presión en dirección de x es

$$\left(\frac{\partial p}{\partial x}\right)_z = \frac{p_C - p_o}{\delta x}. \quad (1.48)$$

Ahora, el gradiente de la altura a lo largo de una superficie de presión constante puede escribirse como

$$\left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)_p = \frac{z_B - z_o}{\delta x}. \quad (1.49)$$

Como $z_C = z_o$ y $p_B = p_o$ puede usarse equilibrio hidrostático, ecuación (1.2), para escribirse

$$\frac{p_C - p_o}{z_B - z_o} = \frac{p_C - p_B}{z_B - z_C} = -\frac{\partial p}{\partial z} = g\rho.$$

Utilizando una derivación similar a la ecuación (1.48), en la dirección de y , se tiene que

$$\left(\frac{\partial p}{\partial x}\right)_z = g\rho \left(\frac{\partial z}{\partial x}\right)_p \quad \text{y} \quad \left(\frac{\partial p}{\partial y}\right)_z = g\rho \left(\frac{\partial z}{\partial y}\right)_p.$$

De manera que en coordenadas de presión la ecuación (1.46) es

$$\vec{u}_g = \frac{g}{f} \hat{\mathbf{k}}_p \times \nabla_p z, \quad (1.50)$$

donde $\hat{\mathbf{k}}_p$ es el vector unitario dirigido hacia arriba y ∇_p es el operador gradiente,

ambos en coordenadas de presión. Usando la forma de componentes se tiene

$$u_g = -\frac{g}{f} \frac{\partial z}{\partial y} \quad y \quad v_g = \frac{g}{f} \frac{\partial z}{\partial x}. \quad (1.51)$$

La principal ventaja de la ecuación (1.50) es que no depende explícitamente de la densidad, por lo que puede utilizarse para observaciones directas [22].

1.3.3. Efecto Taylor-Proudman

Una de las propiedades más importantes del movimiento geostrófico es que si el fluido tiene densidad constante, entonces el movimiento es en dos dimensiones, y no varía en la dirección del vector de rotación, $\vec{\Omega}$ en este caso [22].

Para derivar esta característica del movimiento, se considera que $R_o \ll 1$, por lo que las condiciones de balance geostrófico aplican a la situación y se parte de la ecuación (1.39). Despreciando la fricción queda

$$2\vec{\Omega} \times \vec{u} + \frac{1}{\rho} \nabla p + \nabla \phi = 0, \quad (1.52)$$

donde las componentes horizontales de la expresión anterior representan el balance geostrófico y la vertical el balance hidrostático. Aplicando el rotacional a la ecuación (1.52) los términos que involucran a los gradientes de cantidades escalares, se hacen cero y, usando identidades vectoriales¹ y recordando que se trata de un fluido incompresible, de manera que $\nabla \cdot \vec{u} = 0$, se llega a que

$$(\vec{\Omega} \cdot \nabla) \vec{u} = 0. \quad (1.53)$$

Operando, se encuentra que la ecuación (1.53) es la componente en z del operador gradiente, por lo que se obtiene, en componentes

$$\frac{\partial u}{\partial z} = 0, \quad \frac{\partial v}{\partial z} = 0 \quad y \quad \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad . \quad (1.54)$$

La ecuación (1.53) es el teorema Taylor-Proudman e indica que la velocidad de un fluido incompresible, en equilibrio hidrostático, en balance geostrófico y de densidad constante, no varía en dirección del vector de rotación $\vec{\Omega}$. De manera que el movimiento toma lugar en planos perpendiculares al eje de rotación [32, 22], como se observa en la Figura 1.10.

¹ $\nabla \times (\vec{\Omega} \times \vec{u}) = \vec{\Omega}(\nabla \cdot \vec{u}) - \vec{u}(\nabla \cdot \vec{\Omega}) + (\vec{u} \cdot \nabla) \vec{\Omega} - (\vec{\Omega} \cdot \nabla) \vec{u}$

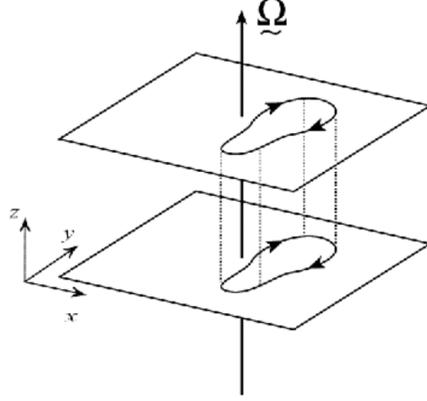


Figura 1.10. Teorema de Taylor-Proudman. Un fluido incompresible bajo condiciones de equilibrio hidrostático, balance geostrófico y densidad constante que no experimenta fricción, tiene movimiento sobre un plano, perpendicular al eje de rotación. *Fuente: Tomado de [22], página 118.*

1.3.4. Balance térmico de viento

A partir de las condiciones de balance geostrófico, la ecuación (1.51) da a entender que el flujo geostrófico aumenta con las variaciones de altitud; sin embargo, el teorema de Taylor-Proudman establece que el viento geostrófico no varía con la altura, de manera que es el mismo a lo largo de una misma columna. Esta contradicción se aclara cuando se recuerda que el teorema de Taylor-Proudman se establece bajo una serie de consideraciones, entre ellas que el fluido tiene una densidad constante. Partiendo de que, en realidad, la densidad de la atmósfera o del océano varía a lo largo de la altura, se llega a que el teorema de Taylor-Proudman no aplica; es por esto que debe hacerse una modificación en la que se consideran las variaciones de densidad [22].

Para derivar la modificación, primero se considera que la densidad del fluido varía en una cantidad σ^* de la siguiente manera

$$\rho = \rho_o + \sigma^*,$$

donde ρ_o es una densidad de referencia. Ahora se toma $\partial/\partial z$ de las expresiones en la ecuación (1.46), quedando en notación vectorial de la siguiente manera

$$\frac{\partial \vec{u}_g}{\partial z} = -\frac{g}{f\rho_o} \hat{\mathbf{k}} \times \nabla \sigma^*. \quad (1.55)$$

Lo anterior indica que si la densidad varía horizontalmente, entonces el viento

geostrófico lo hará en la vertical. Ahora bien si la ecuación (1.55) se escribe en términos de la temperatura T se encuentra una relación entre la corriente y la distribución de la temperatura; para la cual se utiliza una ecuación de estado de la siguiente forma $\rho = \rho_o(1 - \alpha(T - T_o))$ [22], donde T_o es una temperatura de referencia y α es el coeficiente de expansión térmica. Usando la expresión anterior para la densidad, la ecuación (1.55) puede escribirse así

$$\frac{\partial \vec{u}_g}{\partial z} = \frac{\alpha g}{f} \hat{\mathbf{k}} \times \nabla T. \quad (1.56)$$

La ecuación (1.56) es la ecuación de viento térmico, que relaciona la variación vertical del viento geostrófico con las variaciones horizontales de la temperatura, que puede entenderse como el balance entre la fuerza de Coriolis y la fuerza de flote. Esta ecuación, al igual que las ecuaciones de viento geostrófico, son de diagnóstico y son útiles para evaluar la consistencia entre los campos de temperatura y los cambios verticales del viento en las observaciones [1, 22].

1.3.5. Flujo ageostrófico: La capa de Ekman

En el balance geostrófico se asume que las escalas temporales y espaciales son tales que los únicos términos que se toman en cuenta en el movimiento horizontal del fluido son el término de Coriolis y el gradiente de presión, lo que implica que $R_o \ll 1$; además se asume que se trabaja en condiciones de atmósfera libre, por lo que no se toman en cuenta los efectos que tiene la fricción en el movimiento.

En algunas condiciones los efectos de la fricción se vuelven importantes, sobre todo sobre superficies. Estos efectos provocan movimientos turbulentos a pequeña escala, lo que da lugar a variaciones en la velocidad del fluido que se extiende de la capa más baja de la atmósfera a capas más altas (alrededor de los 10 km). La capa en donde la fricción se vuelve importante es llamada *capa de Ekman*. Debido a que no se puede conocer con exactitud la forma que toma la turbulencia se considerarán las propiedades de la capa de Ekman de manera general [32, 22].

Si se sigue considerando que el número de Rosby es pequeño, pero ahora \mathcal{F} no es depreciable, entonces las componentes horizontales de la ecuación de momento son

$$f \hat{\mathbf{k}} \times \vec{u} + \frac{1}{\rho} \nabla p = \mathcal{F}. \quad (1.57)$$

El balance de fuerzas se ilustra en la Figura 1.11 en donde se ve que, a diferencia del balance geostrófico, el vector de velocidad no es perpendicular al gradiente de presión, por lo que el viento no se dirige a lo largo de las isobaras [22]. Esto se debe a que la fuerza de Coriolis no es suficiente para balancear el gradiente de presión, de manera que este tiene mayor efecto. El resultado de esto es una componente ageostrófica, con magnitud menor a la geostrófica, cuya dirección va de alta a baja presión [22, 32].

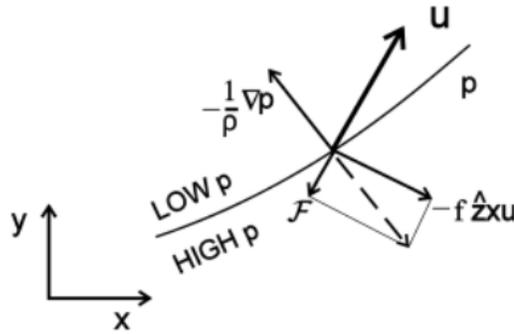


Figura 1.11. Ejemplo de un flujo ageostrófico. El vector de velocidad tiene una componente que va de alta a baja presión. *Fuente: Tomado de [22], página 129.*

Resulta útil expresar el flujo horizontal \vec{u}_h separándolo en dos componentes: la geostrófica y la ageostrófica de manera que

$$\vec{u}_h = \vec{u}_g + \vec{u}_a, \quad (1.58)$$

donde \vec{u}_a es el flujo ageostrófico. Usando la condición de balance geostrófico en ecuaciones (1.45) y (1.46) y las condiciones para el viento ageostrófico en ecuaciones (1.57) y (1.58) se encuentra que el flujo ageostrófico cumple con

$$f \hat{\mathbf{k}} \times \vec{u}_a = \mathcal{F}. \quad (1.59)$$

De la expresión anterior puede decirse que para $f > 0$ (Hemisferio Norte) el flujo se desplaza a la derecha de la fricción y para $f < 0$ (Hemisferio Sur) el flujo se dirige a la izquierda [22].

El movimiento ageostrófico, a diferencia del geostrófico, diverge en sus coordenadas horizontales y esta divergencia provoca movimiento vertical. Esto puede derivarse usando la ecuación de continuidad, ecuación (1.17), y tomando en cuenta

que la velocidad del fluido $\vec{u} = \vec{u}_h + \vec{u}_v$, es decir que el fluido tiene componentes horizontales y verticales, y que las componentes horizontales son de acuerdo a los balances geostrófico y ageostrófico; por lo cual se tiene que

$$\nabla \cdot \vec{u}_a = \frac{\partial w}{\partial z}. \quad (1.60)$$

Este resultado se refleja en la manera que se comportan los sistemas climáticos. En las capas más altas de la atmósfera, donde no se consideran los efectos de la fricción, el fluido se mueve alrededor de los puntos de baja y alta presión, de manera ciclónica y anticiclónica, como se espera del balance geostrófico. Sin embargo, cerca de la superficie, en la capa de Ekman, donde la fricción influye en el movimiento, el fluido presenta un movimiento alrededor y hacia (afuera) los puntos de baja (alta) presión y además, presentan un movimiento vertical. Si es un punto de baja presión el movimiento vertical es ascendente y si es un punto de alta presión, el movimiento es descendente. Los sistemas de baja presión se asocian con alta nubosidad y lluvias y los de alta presión son asociados a poca precipitación y cielos despejados [32, 22].

La interacción del viento con la superficie también juega un papel importante en los movimientos del viento a gran escala. Puede verse en la gráfica superior de la Figura 1.12, donde se muestra la media anual de la presión superficial (p_s). Puede notarse que en latitudes bajas ($\pm 30^\circ$) se localiza un cinturón de alta presión, en los trópicos y latitudes altas ($\pm 60^\circ$) hay mínimos relativos de presión [22, 1].

Analizando los gradientes de presión superficial a gran escala, como se ven en la gráfica superior de la Figura 1.12, y de acuerdo con la ecuación (1.47) puede hacerse una primera aproximación de la dirección general del viento en la superficie, es decir si esta viene del este (E, por *Easterly*, en inglés) o del oeste (W, por *Westerly*, en inglés), en las latitudes bajas y medias (entre $\pm 60^\circ$ y 0°). Los resultados se muestran en la Tabla (1.2), donde puede observarse que los resultados de la tabla coinciden con la distribución de los vientos que se muestran en la gráfica del medio de la Figura 1.12.

Debido a la fricción, el viento en la superficie también tiene una componente ageostrófica. Esto quiere decir que el viento tiene una componente que lo dirige de presión alta hacia la baja, como se mencionó en la discusión sobre balance ageostrófico. Como el caso analizado las diferencias de presión van de norte a sur, a lo largo de un meridiano, la componente ageostrófica del viento en la superficie (v_s) también

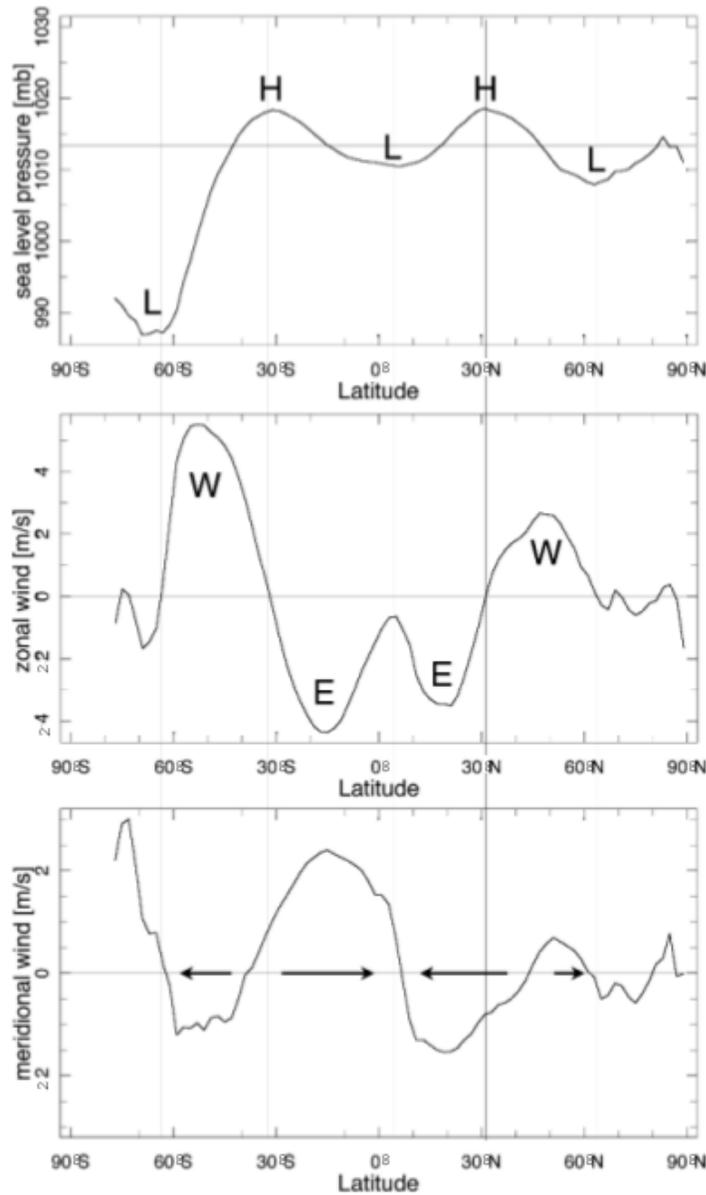


Figura 1.12. Distribución de los vientos y presión en la superficie de la Tierra. *Fuente:* Tomado de [22], página 134.

está dirigida sobre el meridiano. Esto puede observarse en la gráfica inferior de la Figura 1.12, donde se ilustra el promedio latitudinal de la componente meridional del viento en la superficie. Comparando con la Figura 1.13 puede notarse que v_s es la componente que mueve las masas de aire hacia el ecuador, hacia la ITCZ, promoviendo el movimiento ascendente de las mismas y que es la responsable por el movimiento de masas de aire en las latitudes bajas, con movimiendo descendente, como se espera del movimiento ageostrófico [22].

Tabla 1.2. Dirección a gran escala del viento sobre la superficie en un meridiano. Se muestra el intervalo de latitudes hacia el cual se analiza el cambio de presión (∇p), el signo que toma el factor de Coriolis dependiendo del hemisferio estudiado, usando $f > 0$ para el Hemisferio Norte y $f < 0$ para el Hemisferio Sur. Los símbolos H y L indican punto de alta y baja presión, respectivamente. Además, u_s representa la coordenada del viento sobre la superficie en dirección oeste. *Fuente: Elaboración propia.*

Intervalo	Cambio de presión	∇p	f	u_s	Dirección
$-60^\circ \rightarrow -30^\circ$	L \rightarrow H	+	-	+	W
$-30^\circ \rightarrow 0^\circ$	H \rightarrow L	-	-	-	E
$0^\circ \rightarrow 30^\circ$	L \rightarrow H	+	+	-	E
$30^\circ \rightarrow 60^\circ$	H \rightarrow L	-	+	+	W

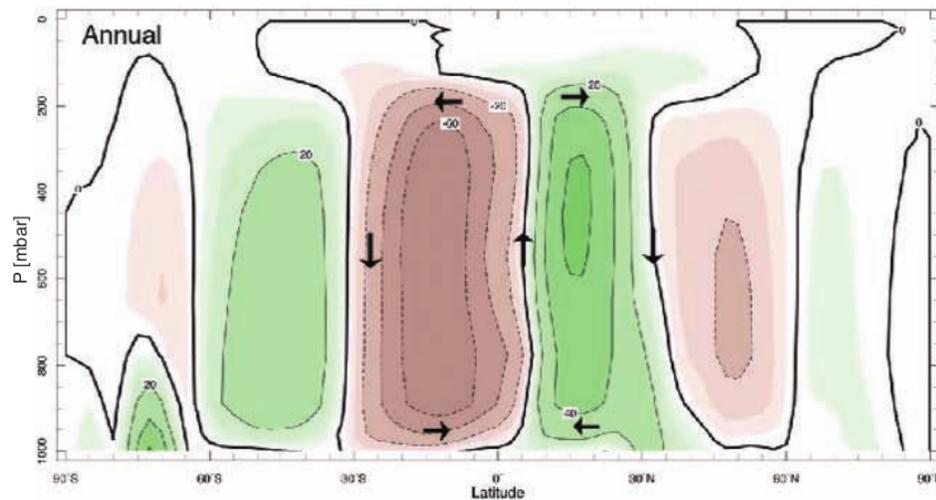


Figura 1.13. Circulación meridional de retorno, representada por el promedio zonal de la circulación de la atmósfera, a lo largo de un año, en el plano meridional. La dirección de la circulación se denota con las flechas negras. Puede observarse dos células colocadas de manera simétrica alrededor del ecuador, donde el movimiento ascendente coincide con las zonas de los trópicos y el movimiento descendente coincide con latitudes alrededor de $\pm 30^\circ$. *Fuente: Tomado de [22], página 76.*

1.4. Circulación general de la atmósfera

Una de las características del clima del planeta es que los trópicos son más calientes que los polos. Esto se debe a la geometría del planeta y a la capacidad que tiene cada región para reflejar la radiación incidente. Esto quiere decir que los trópicos reciben una mayor exposición a la radiación solar, pero tiene una menor

capacidad de reflejar la radiación, por lo que la cantidad de energía es mayor, lo que provoca una mayor temperatura; por otra parte, en los polos la incidencia de radiación es menor y tiene una mayor capacidad de reflejar la radiación, por lo que la energía es menor, provocando una menor temperatura, como se ve en la Figura 1.14. A pesar de esto, se sabe que a lo largo del año ambas regiones se mantienen en equilibrio, resultando necesario un mecanismo que transporte de energía entre los trópicos y los polos que provoque dicho equilibrio [3, 22].

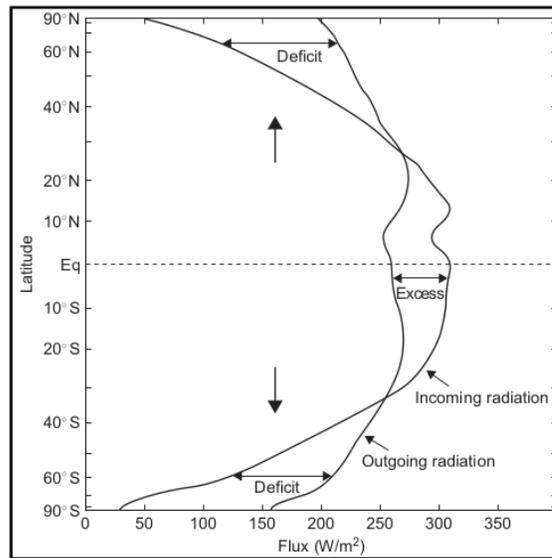


Figura 1.14. Flujo de radiación promediado por latitud, calculado con datos tomados de un satélite durante los años 1974-1978. La escala de la latitud es proporcional a la cantidad de área superficial que se encuentra entre las bandas latitudinales. “Incoming radiation” es la radiación de onda corta que viene del Sol y es absorbida por la Tierra y atmósfera; mientras que “Outgoing radiation” es la radiación de onda larga que es emitida por la atmósfera. Fuente: Tomado de [3], página 632.

En esta sección se busca describir los mecanismos que dan lugar al movimiento de las masas de aire que mantienen el equilibrio de energía y momento angular de la atmósfera en las latitudes bajas, medias y altas. Estos movimientos se generan, como más adelante se evidenciará, debido a las diferencias de temperatura, la presencia de gradientes de presión, a la disminución del factor de Coriolis al variar la latitud y debido a la interacción del viento con la superficie del planeta Tierra. Se verá, además, que dichos mecanismos involucran movimientos tanto verticales como horizontales en la parte alta y baja de la atmósfera. Dichos movimientos, que en promedio prevalecen a lo largo del año, son la circulación general de la atmósfera.

1.4.1. La circulación observada: los cinturones de viento

Como se ha mencionado, el movimiento de la atmósfera es generado por las diferencias de temperatura entre el polo y el ecuador, lo que provoca un gradiente de temperatura y presión en dirección latitudinal. A partir del balance ageostrófico, al final de la sección 1.3.5, se describió la distribución horizontal del viento que, en general, forma cinturones (o bandas) latitudinales desde el ecuador hasta el polo en los dos hemisferios del planeta.

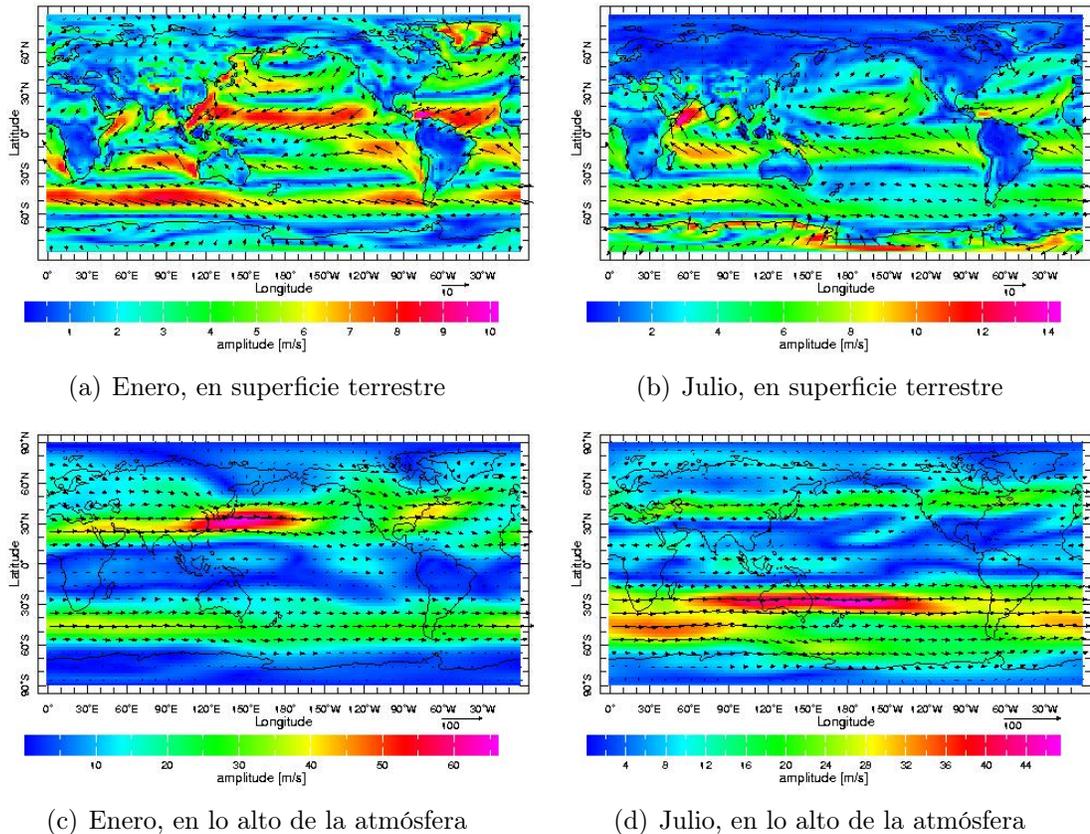


Figura 1.15. (a) y (b) Datos climatológicos de viento a 10m sobre la superficie. (c) y (d) Datos climatológicos del viento a 9000m de altura. Ambas bases de datos fueron tomadas de los proyectos de reanálisis NCEP-NCAR, y se muestra la magnitud y dirección promedio del viento. El promedio fue calculado para los años 1958-1997. Los colores muestran la magnitud del vector de viento promedio. Fuente: Tomado de http://eesc.columbia.edu/courses/eesc/climate/lectures/gen_circ/surfaceWind.html y http://eesc.columbia.edu/courses/eesc/climate/lectures/gen_circ/300mbWinds.html, el día 5 de febrero 2018.

En la Figura 1.15 se aprecia la distribución horizontal del viento en la superficie y en lo alto de la atmósfera. De esta figura puede confirmarse lo predicho en la

sección 1.3.5. De acuerdo al balance ageostrófico la velocidad del viento tiene una componente que lo mueve de áreas de alta presión hacia áreas de baja presión, como se esperaba de la Tabla (1.2) y la Figura 1.12. Puede verse en la Figura 1.15 que, en la superficie, los vectores de viento convergen a las latitudes 0° , $\pm 30^\circ$ y $\pm 60^\circ$; mientras que en condiciones de atmósfera libre se espera que, de acuerdo al balance geostrófico, el viento se desplace perpendicular al gradiente de presión (que va del polo al ecuador), lo que provoca que el viento se mueva en dirección este-oeste, formando bandas latitudinales más marcadas.

A continuación se describe cada una de las bandas de viento, localizadas con su nombre en Figura 1.16, yendo del ecuador hacia el polo:

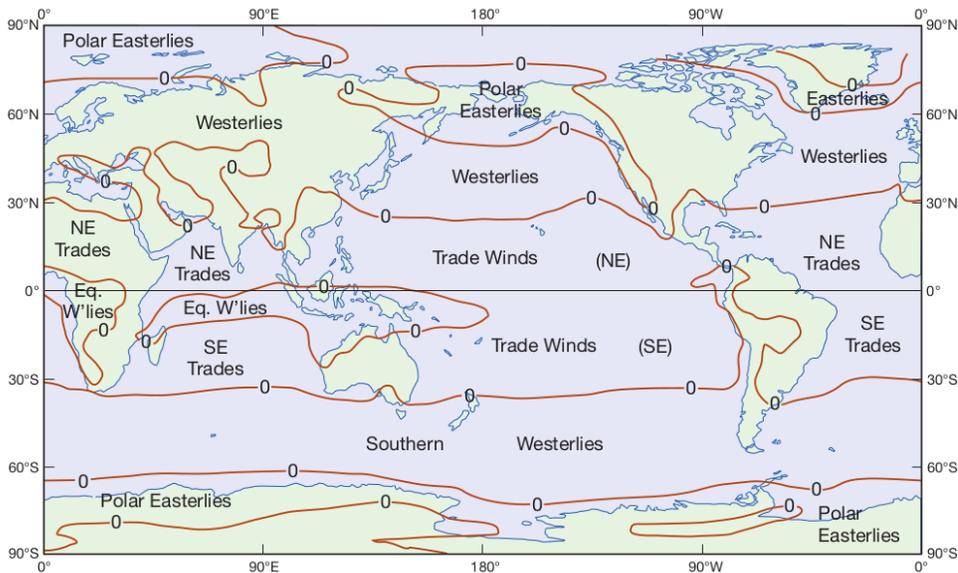


Figura 1.16. Cinturones globales de viento a 1000 mbar en el mes de enero. Se muestra la distribución de los vientos alíseos (Trade Winds), los vientos del oeste en latitudes medias (Westerlies) y los vientos polares del este (Polar Easterlies). La frontera entre los vientos del este y del oeste a lo largo del meridiano son las líneas que marcan cero. Fuente: Tomado de [26], página 177.

1.4.1.1. Los Vientos Alíseos

Los Vientos Alíseos o Vientos Tropicales del Este (Trade Winds, en inglés) son importantes por su gran extensión. Se originan a bajas latitudes en los márgenes de las células subtropicales de alta presión y tienen una gran constancia en dirección y velocidad. Estos vientos son más fuertes durante el invierno. En la superficie de la Tierra, los dos sistemas de Vientos Alíseos (del norte y del sur) tienden a con-

verger en el *Canal Ecuatorial de baja presión*; cuando la convergencia sucede en el océano Pacífico la zona de convergencia es denominada *Zona de Ineterconvergencia Tropical*, ITCZ, por sus siglas en inglés. La convergencia de los Vientos Alíseos da como resultado un movimiento ascendente de masas de aire (como resultado de la conservación de la masa, discutido en la sección 1.3.5); la zona de la ITCZ donde se produce este movimiento de masas es llamado *zona de calmas ecuatoriales (doldrums, en inglés)* y se caracterizan por tener vientos ligeros y variables generalmente interrumpidos por chubascos y fuertes lluvias [26, 20, 1].

Por lo general la convergencia de los Vientos es discontinua espacial y temporalmente. Es por esto que la extensión de estas zonas varía a lo largo del año; por ejemplo de julio a septiembre se extienden hacia el oeste, al centro del Pacífico mientras que en el Atlántico se extiende hasta las costas de Brasil. Existe una tercera zona de calma ecuatorial localizada en el Océano Índico y la parte oeste del Océano Pacífico, esta zona es pequeña durante marzo a abril y se extiende en los meses de octubre a diciembre. En la Figura 1.17 puede observarse la localización general de los Vientos Alíseos y las zonas de calma ecuatorial.

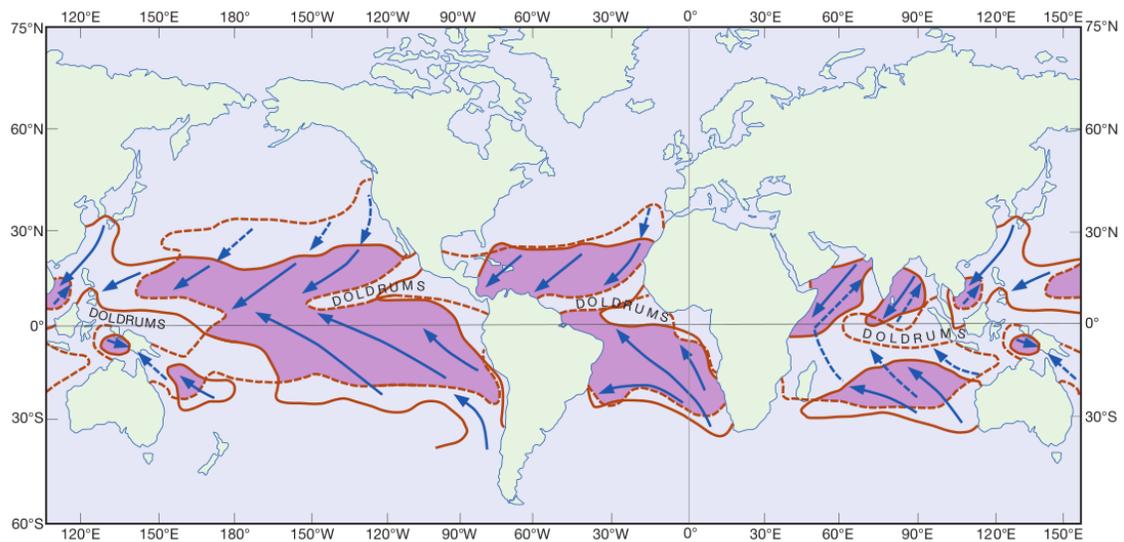


Figura 1.17. Mapa de los Vientos Alíseos y la zona de calmas ecuatoriales. El límite de los Alíseos se muestran con líneas continuas para el mes de enero y las punteadas para julio. El área coloreada muestra la región en donde los Vientos sson predominantes en ambos meses. *Fuente: Tomado de [26], página 178.*

1.4.1.2. Vientos del Oeste de latitud media

Los Vientos del Oeste (Westerlies, en inglés) son vientos que se sitúan entre latitudes $\pm 60^\circ$ y $\pm 30^\circ$ que se originan en puntos más cercanos a los polos, por encima del punto de alta presión subtropical. Se puede observar su distribución en la Figura 1.16. En estas regiones, de alta divergencia y subsidencia, prevalecen las condiciones de clima soleado, poca nubosidad y pocas lluvias [20].

Cerca de la superficie son vientos altamente variables, tanto en dirección como en velocidad, en especial durante el invierno, debido a que los patrones del viento son frecuentemente afectados por sistemas frontales de baja y alta presión que viajan con dirección oeste-este, causando cambios frecuentes en el clima. Además, en el Hemisferio Norte el predominio de superficie continental, con sus superficies irregulares, tiende a hacer difuso el flujo de aire que viene del oeste. Por el contrario, los Vientos del Oeste del Hemisferio Sur son más intensos y más constantes en magnitud y dirección, por la menor cantidad de superficie continental [26, 20]. Esto puede observarse en la Figura 1.15 (a) y (b).

Por otra parte, en lo alto de la atmósfera, estos Vientos son más uniformes; sin embargo, más o menos alrededor de latitud $\pm 30^\circ$ hay una región estrecha de Vientos del Oeste muy fuertes denominados el *jetstream subtropical*, que es más fuerte en el hemisferio que se encuentra en invierno, como se ve en las Figuras 1.15 (c) y (d). Esta región no es uniforme a lo largo de la longitud y presenta varios máximos locales que se relacionan con la localización de las regiones de fuerte convección tropical [20].

1.4.1.3. Los Vientos Polares del Este

Son vientos que ocurren entre la alta presión polar y la baja presión sub polar. Estos Vientos ocurren principalmente en el Pacífico Norte y el Atlántico Norte, identificados en la Figura 1.16. Son Vientos fríos, secos y estables especialmente durante el invierno [26].

La zona donde convergen los Vientos Polares y los Vientos del Oeste de latitud media es comúnmente llamada *frente polar*, que es la separación entre el viento polar, que es seco y frío, y el viento de los subtrópicos, que tiene una mayor temperatura y humedad. Este frente puede interpretarse como el comportamiento promedio de

los sistemas frontales que se mueven junto a ciclones de latitud media [26, 20].

1.4.2. Mecanismos detrás de la circulación observada

Hasta ahora, se tiene una descripción de la distribución horizontal promedio de los vientos tanto en la superficie como en las partes altas de la atmósfera; sin embargo aún falta describir cómo estas se relacionan entre sí y cuáles son los mecanismos que provocan la distribución latitudinal del viento anteriormente descrita.

Al principio de esta sección se mencionó que las causas del transporte de masas de aire a lo largo de las latitudes son la diferencia de temperatura entre el ecuador y los polos y la conservación de momento angular. A continuación se describirá, de manera cualitativa, los mecanismos que la atmósfera utiliza para transportar calor y momento angular mediante movimientos verticales y horizontales y que explican la circulación general de la atmósfera.

1.4.2.1. Circulación Tropical: la Célula de Hadley

George Hadley propuso que la regulación de energía entre los trópicos y los polos se logra debido a circulación provocada solamente por cuestiones térmicas. De manera que el aire caliente de los trópicos se levanta y se transporta a los polos, donde se enfría y baja, regresando a los trópicos sobre la superficie de la Tierra generando los Vientos Alíseos, como se ejemplifica en la Figura 1.18. Dicho proceso causa una *circulación directa* transportando calor del ecuador al polo, corrigiendo la diferencia de temperatura. En este modelo, el movimiento hacia arriba en la célula de Hadley está provocado por la liberación de calor latente al momento en que el vapor de agua es convertido en precipitación. Esta teoría explica, de alguna manera, los Vientos Alíseos y la convección tropical. A pesar de esto, la propuesta de Hadley es parcialmente correcta, pues en diagramas meridionales de circulación general, como en la Figura 1.13, se ve que el movimiento con tales características se da solamente alrededor de las latitudes entre $\pm 30^\circ$, por lo que el transporte mediante este mecanismo no llega hasta los polos [3, 1].

De hecho, es imposible que exista una célula de Hadley tan grande, que vaya del ecuador a los polos, por la conservación del momento angular. Para mantener

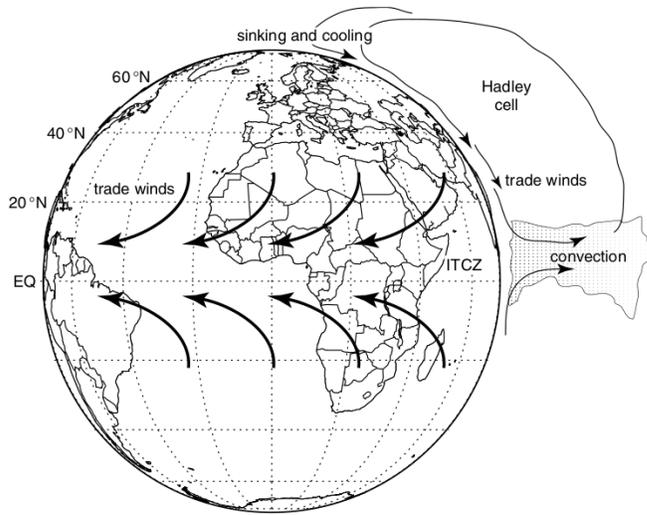


Figura 1.18. Esquema de la propuesta hecha por Hadley, en la que intenta explicar el transporte de energía en la atmósfera por medio de una sola célula convectiva llevando aire caliente de los trópicos a los polos, donde se enfría y vuelve a los trópicos. *Fuente: Tomado de [1], página 254.*

este balance se necesita que el momento angular que se gana en los trópicos, debido a la interacción entre la superficie y la atmósfera, sea transportada hacia el polo y se devuelva a la Tierra. Sin embargo, si se considera el momento angular total por unidad de masa A de una parcela de aire que está moviéndose hacia uno de los polos, dado por la ecuación

$$A = \Omega a^2 \cos^2 \varphi + ua \cos \varphi. \quad (1.61)$$

Donde a es el radio de la Tierra, u la velocidad del fluido hacia el este, φ la latitud y $r = a \cos \varphi$ es la distancia entre la parcela de aire y el eje de rotación; puede notarse que la velocidad del aire aumenta de manera desproporcionada al aumentar la latitud. Esto implica que esta circulación no puede darse en toda la trayectoria hasta llegar al polo, como lo propuso Hadley [1, 3, 22].

Lo que sí explica este modelo, además de los Vientos Alíseos, es la presencia del jet subtropical. En lo alto de la atmósfera, cerca del ecuador, el efecto de la fuerza de Coriolis es imperceptible, por lo que el aire no es desviado de su dirección inicial. Mientras el aire se va desplazando hacia el polo los efectos de la Fuerza de Coriolis se comienzan a percibir, desviándolo hacia la derecha de la dirección de su movimiento. De manera que cuando el aire llega, más o menos, a la latitud $\pm 30^\circ$ éste

lleva una fuerte componente dirigida hacia el este, formando el jetstream. Siguiendo con el modelo de Hadley, es a esta latitud donde el aire se hunde en la zona de baja presión subtropical y se mueve hacia el ecuador. En su trayecto de regreso, el aire es transportado sobre la superficie de la Tierra, y en donde, de nuevo, los efectos de Coriolis producen una desviación hacia la derecha del movimiento del aire, formando los Vientos Alíseos [26, 22].

A pesar de explicar bien la circulación tropical, con el modelo de Hadley no se satisface la conservación de momento angular y, debido a la extensión de la célula de Hadley, tampoco se balancea la diferencia de temperatura. Lo primero es por que hace falta viento que vaya hacia el oeste para lograr que el momento angular se conserve [26, 22]. De manera que se necesita otro mecanismo que explique cómo se transportan el momento angular y el calor desde las latitudes medias hasta llegar a los polos.

1.4.2.2. Circulación extratropical: Inestabilidad Baroclínica

El mecanismo alternativo consiste en la presencia de circulaciones horizontales que transportan calor y momento hacia latitudes más altas, mediante la formación de altos *cuasi estacionarios* y por el desplazamiento de puntos de alta y baja presión sobre la superficie de la Tierra. Los primeros se refieren a ondas estacionarias y los segundos a remolinos transitorios, ambos interactúan formando sus respectivos patrones de viento en lo alto. De manera que ahora la circulación general de la atmósfera es también provocada por oscilaciones horizontales y no solo por circulación meridional, como es el caso del modelo de Hadley [26].

En las latitudes medias y altas existen grandes gradientes de temperatura, particularmente en las vecindades del jet subtropical, estos vientos se encuentran en balance térmico. Mientras la temperatura decrece hacia el polo, la ecuación (1.56) indica que la componente en dirección del este también aumentará al incrementar la altura. Cuando el gradiente de temperatura y la velocidad del viento en lo alto son muy grandes, el movimiento hacia el este no puede sostenerse por mucho tiempo, rompiéndose en pequeños remolinos. Esta generación de remolinos es la inestabilidad baroclínica, que favorece grandes gradientes horizontales de temperatura y vientos fuertes en lo alto [22, 20].

Estos remolinos son los responsables del clima en las latitudes medias que provocan sistemas frontales, con mucha nubosidad, lluvias y tormentas. También son los responsables de detener la Circulación de Hadley, provocando que el aire no se transporte por este medio hasta los polos. Sin embargo, gracias a su movimiento circular mueven el aire caliente hacia el polo y el frío hacia el ecuador, como se muestra en la Figura 1.19, formando los conocidos frentes fríos o cálidos [22, 20].

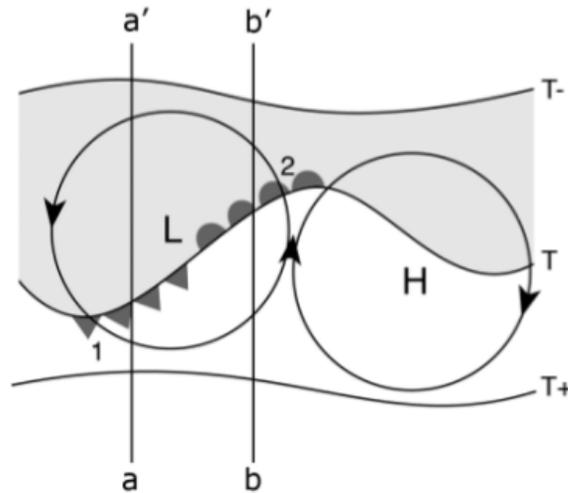


Figura 1.19. Al oeste de un punto de baja presión, señalado por la L (Low, en inglés), el aire frío es desplazado hacia el ecuador. Al este, el aire caliente es movido hacia el polo. De este movimiento de masas de aire resultan los frentes fríos (marcado por los triángulos) y los frentes cálidos (marcado por los semicírculos). Fuente: Tomado de [22], página 148.

La circulación meridional relacionada a estos remolinos es la circulación de Ferrel, una *circulación indirecta* en la que el aire cálido a latitudes más bajas se hunde y fluye hacia el polo y al este, mientras que el aire más frío en latitudes más altas asciende y fluye al ecuador y hacia el oeste. Es una circulación débil y no tan importante para el transporte de calor o humedad, a diferencia de los remolinos [1, 22, 20]. La ubicación de esta célula se muestra en la Figura 1.20. Al pasar del movimiento generado por los remolinos el aire llega hasta el frente polar, donde la célula polar se encarga de transportar el calor hacia y fuera del polo.

Finalmente, en la Figura 1.20, se muestra un esquema de la circulación general de la atmósfera, compuesta por la circulación meridional, y circulación zonal; mecanismos que son responsables por los patrones del viento a gran escala de la atmósfera que se muestran en la Figura 1.16.

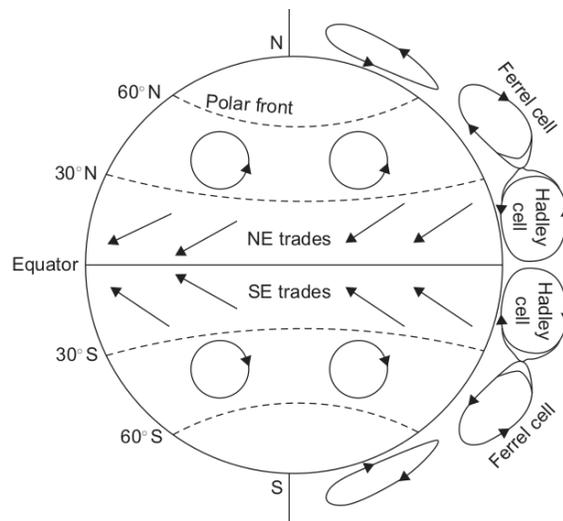


Figura 1.20. Circulación general de la atmósfera para condiciones promedio en un año. Se muestra la circulación en la parte superior de la atmósfera, los vientos del oeste y el transporte trópicos-polo de la célula de Hadley. Y la circulación en la parte baja de la atmósfera, donde se marcan los vientos alíseos (dirigidos hacia el ecuador), los puntos de baja y alta presión a latitudes medias, por ejemplo. *Fuente: Tomado de [3], página 637.*

2. Modelos climáticos

2.1. Componentes del sistema climático

Se define el sistema climático como *la totalidad de la atmósfera, la hidrósfera, biósfera y geósfera y sus interacciones*. Esta definición fue adoptada en 1992 por la FCCC (Framework Convention of Climate Change), de las Naciones Unidas [19]. Estos componentes e interacciones, representados en la Figura 2.1, son importantes pues todos ellos deben considerarse al esquematizar un modelo climático.

El sistema climático puede dividirse en cinco componentes, los cuales se describen y ejemplifican a continuación:

- *Atmósfera*: Es la parte gaseosa sobre la superficie de la Tierra que incluye trazas de otras sustancias gaseosas, líquidas o sólidas. Algunos de los procesos que se incluyen en este componente son el balance de energía, formación de nubes y precipitación; además del transporte de calor, vapor de agua, polvo y aerosoles [30].
- *Hidrósfera*: Representa el agua, en todas sus formas, que se encuentra en la superficie terrestre, incluye al océano en su totalidad y al ciclo hidrológico, luego que la precipitación ha alcanzado la superficie. Algunos de los procesos comprendidos son la distribución y los intercambios del flujo dentro de las diferentes bases oceánicas, transporte de las masas de agua oceánicas y el intercambio de vapor de agua y otros gases entre el océano y la atmósfera [30].
- *Criósfera*: Considera todas las formas de hielo dentro del sistema climático. Incluye las masas de hielo sobre la superficie terrestre, el hielo en el mar, el permafrost y los glaciares. Este componente influye en procesos de balance de energía y en la salinidad en algunas partes del océano [30].
- *Superficie terrestre*: Es la tierra sólida. La posición de los continentes determina el posicionamiento de las zonas climáticas y las corrientes oceánicas,

cambios en el nivel del mar, la transformación de la radiación de onda corta a onda larga, la reflectividad de la Tierra y en la transferencia de momento y energía [30].

- *Biósfera*: Es la cobertura orgánica de las masas de tierra y los organismos marinos. Este componente determina el intercambio de carbono entre los diferentes reservorios, por lo tanto la concentración de CO_2 en la atmósfera. Infiere en la reflectividad de la superficie, por lo que también tiene un papel dentro del balance de energía y, además, regula el intercambio del vapor de agua y el momento entre el suelo y la atmósfera [30].

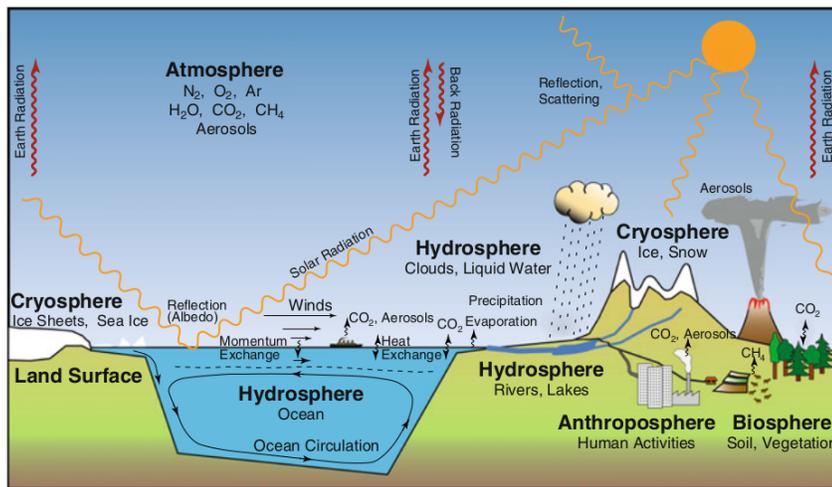


Figura 2.1. Componentes y los procesos asociados del sistema climático a escala global. Fuente: Tomado de [30], página 4.

Es necesario mencionar que la actividad humana (*Antropósfera*) es un componente importante y quizá uno de los que presentan más dificultad para representar dentro de un modelo climático. La actividad humana altera cada uno de los componentes y se manifiestan, principalmente, en términos de emisión de gases y cambios en el uso de la tierra, lo cual altera el balance de energía. La actividad humana se ha comenzado a parametrizar dentro de los modelos climáticos de manera reciente y son muy importantes para la evaluación de escenarios futuros en el tema de cambio climático [19, 30].

Cada uno de los componentes del sistema climático se desenvuelven en diferentes escalas temporales y espaciales y estas deben tomarse en consideración para la formulación correcta de los modelos climáticos, pues la definición de los procesos

que quieren representarse restringen la resolución temporal y espacial de la grilla del modelo [19, 30]. En la Tabla (2.1) se encuentran las escalas de algunos de los procesos dentro del sistema climático.

2.2. Tipos de Modelos Climáticos

Los modelos climáticos intentan representar y reproducir el comportamiento del clima mediante los procesos de cada una de sus componentes y las interacciones que toman lugar entre cada una de ellas. Esto se logra mediante una serie de ecuaciones que expresan las leyes de dichos procesos ya sean físicos, químicos o biológicos. Los modelos climáticos que consideran todos los procesos pueden resultar lentos y costosos computacionalmente hablando, por lo cual es necesario seleccionar un modelo en el que se consideren combinaciones de algunas de las componentes, del cual puedan obtenerse resultados robustos que puedan responder a una hipótesis planteada. Debe agregarse, también, que los resultados obtenidos de estos modelos son solamente aproximaciones del sistema climático real [19, 30].

Los componentes más importantes que deben tomarse en cuenta al construir un modelo del sistema climático son la radiación, la dinámica del fluido, los procesos de superficie, la química y la resolución temporal y espacial, siendo estos últimos grandes limitantes, como se planteó en la sección anterior y como puede observarse de la Tabla (2.1). A continuación se describirá brevemente los tipos de modelos climáticos que existen, de acuerdo a su complejidad, que aumenta dependiendo del número de dimensiones que consideran, así como de la cantidad de componentes que integran:

- **Modelos de Balance de Energía (EBM)**

Los EBMs son modelos de cero o una dimensión que tienen como objetivo reproducir y predecir la temperatura superficial en términos del balance de energía de la Tierra [19]. En el caso de los cero dimensionales, estos entregan un solo valor promedio para toda la Tierra, mientras que los modelos unidimensionales generalmente entregan resultados que varían con la latitud.

- **Modelos climáticos radiativos-convectivos unidimensionales**

Son modelos unidimensionales que se enfocan en los procesos que se producen

Tabla 2.1. Escalas espaciales y temporales para algunos de los procesos dentro del sistema climático. *Fuente: Tomado de [30], página 6.*

Componente del sistema climático	Proceso	Escala temporal	Escala espacial
Atmósfera	Colisión de gotas durante la formación de nubes	$10^{-6} - 10^{-3}$ s	10^{-6} m
	Formación de células convectivas	$10^4 - 10^5$ s	$10^2 - 10^4$ m
	Oscilación del sur	10^7 s	10^7 m
	Intercambios tropósfera-estratósfera	$10^7 - 10^8$ s	global
Hidrosfera	Intercambios de gases océano-atmósfera	$10^{-3} - 10^{-6}$ s	$10^{-6} 10^3$ m
	Formación de aguas profundas	$10^4 - 10^6$ s	$10^4 - 10^5$ m
	ENSO	$10^7 - 10^8$ s	10^7 m
	Volteo del agua profunda	$10^9 - 10^{10}$ s	global
Criósfera	Formación de permafrost	$10^7 - 10^9$ s	$1 - 10^6$ m
	Formación de masas de hielo terrestres	$10^8 - 10^{11}$ s	$10^2 - 10^7$ m
Superficie Terrestre	Cambios en reflectividad	$10^7 - 10^8$ s	10^2 m - global
Biósfera	Intercambio de carbono con la atmósfera	$10^4 - 10^8$ s	10^{-3} m - global
	Transformación de las zonas de vegetación	$10^9 - 10^{10}$ s	$10^2 - 10^7$ m

en la vertical. Utilizan modelos radiativos para calcular el perfil de temperatura global, por medio del flujo de radiación entre capas de la atmósfera [19].

- **Modelos climáticos dimensionalmente restringidos**

Este tipo de modelos generalmente consideran las dos dimensiones horizontales o una horizontal y la vertical. El segundo arreglo es el más común, combinando la variación latitudinal de un EBM con la variación vertical de los modelos radiativo-convectivos. Estos modelos tienen parametrizaciones más realistas [19].

- **Modelos de circulación general**

Son modelos que consideran los procesos del océano y de la atmósfera, por medio del acople de AGCMs y OGCMs. El objetivo de estos es simular la mayor cantidad de procesos y producir una visión tridimensional de la evolución temporal del estado del océano y la atmósfera. La resolución vertical en estos modelos es, por lo general, más fina que la horizontal [28, 30, 19].

2.3. Modelos de circulación general (GCM)

Los GCMs, como se mencionó anteriormente, son modelos tridimensionales que se enfocan en reproducir el comportamiento de la atmósfera y el océano. Estos modelos tienen por lo general dos partes: una para los procesos dinámicos y otra para los procesos físicos. La primera describe el movimiento del fluido (en la atmósfera o el océano) basados en las formas discretizadas de las ecuaciones dinámicas (1.40, 1.17 y 1.41). Mientras, la parte física contiene las representaciones de los procesos de los componentes climáticos, como el ciclo hidrológico, la radiación, la turbulencia y la formación de nubes. Incluir todos los procesos resulta ser altamente demandante por lo que se hacen simplificaciones o se utilizan modelos más simples para algunos de los procesos [19, 28].

Lo que hacen estos modelos es calcular numéricamente el resultado de las ecuaciones del núcleo dinámico y físico para diferentes pasos de tiempo, para cada uno de los puntos en las grillas en las que están divididos la atmósfera y el océano, como en la Figura 2.2. Estos cálculos se hacen a partir de las condiciones iniciales especificadas en cada uno de los puntos.

La exactitud de estos modelos depende parcialmente de la resolución espacial de la grilla y del tamaño de paso utilizados. Debido a esto, el modelo debe considerar la resolución que se necesita, el tiempo que se simulará y el poder de computo

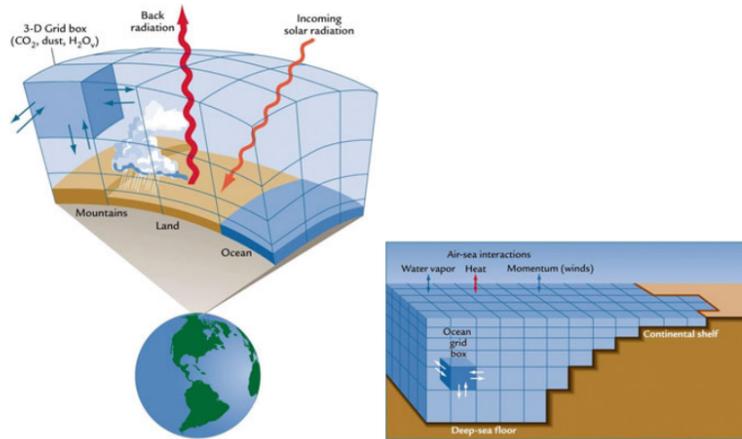


Figura 2.2. Esquemas de las grillas tridimensionales utilizadas en los AGCM's y OGCM's.
Fuente: Tomado de [30], página 29.

disponible. En la mayoría de los modelos atmosféricos, la resolución espacial de la grilla horizontal está separada entre 2° y 5° , que es equivalente a aproximadamente 71 km y 177 km respectivamente, y utilizan tamaños de paso de 20 - 30 min. En el caso de la resolución vertical, esta se obtiene dividiendo la atmósfera en diferentes niveles, entre 5 y 50, siendo lo más común el uso de 20. En la actualidad existen modelos con muy alta resolución, hasta 0.1° (equivalente a 3.5 km); sin embargo estas simulaciones se restringen a áreas muy limitadas y para tiempos de integración muy cortos [19, 30].

2.4. Modelos climáticos regionales

Los RCMs son modelos de alta resolución espacial que toman como condiciones iniciales y de frontera los valores obtenidos de otros GCMs y que funcionan bajo las mismas consideraciones físicas y dinámicas que los GCMs.

Como se mencionó, los RCMs se enfocan en regiones más pequeñas, utilizando resoluciones espaciales de los 50 km a los 1 - 5 km, mientras que la resolución espacial de un GCM puede ser de 100 km o más gruesa. Esta alta resolución permite resolver las interacciones entre la superficie de la tierra y la atmósfera. De manera que las variaciones temporales y espaciales de las características de la superficie, como la orografía, las zonas costeras, los contrastes entre tierra y mar o el tipo de material que cubre la superficie o la presencia de áreas urbanizadas ejercen cierta influencia generando características muy locales al clima de una región [27].

2.5. Descripción del RegCM

El RegCM, de Regional Climate Model, en inglés, es un modelo climático regional que se ha ido desarrollando y re-diseñando desde 1980 hasta la fecha [6, 10, 12, 13, 14, 25], para ser utilizado por una gran cantidad de científicos en países industrializados y en vías de desarrollo [24]; por lo que es un código público, de software libre, fácil de utilizar y portátil que puede utilizarse sobre cualquier región del mundo. Es apoyado a través del Regional Climate research NETwork, RegCNET, un amplia red de científicos coordinados por la sección de Física de los Sistemas de la Tierra (ESP, por sus siglas en inglés) del Centro Internacional de Física Teórica Abdus Salam (ICTP) [8].

Este modelo fue el primer modelo de área limitada desarrollado para realizar simulaciones de larga duración. Ha sido utilizado en proyectos de intercomparación de modelos y en muchos, y variados estudios climáticos como la paleoclimatología o proyecciones futuras del clima [14, 15].

Además, como se ha mencionado, el modelo ha ido evolucionando a través de los años. Actualmente se encuentra lanzada la versión RegCM4.6.0; sin embargo, para este trabajo de graduación se hace uso de la versión RegCM4.5; variación del modelo RegCM4. Una de las particularidades de esta versión (RegCM4.5) es que, a diferencia de las anteriores, puede hacerse uso de un núcleo no hidrostático y permite utilizar una resolución horizontal del orden de unos cuantos kilómetros [8].

A continuación se hará una breve descripción del modelo. Primero, se revisarán los componentes del modelo, las rejillas horizontales y verticales y las posibles proyecciones del planeta a utilizar. Luego, se dará un vistazo a la física que utiliza el modelo, desde la dinámica hasta las diferentes parametrizaciones utilizadas, donde se explicará en qué consiste cada uno de los diferentes esquemas necesarios para que el modelo represente cada una de las interacciones de la atmósfera con los diferentes componentes de la Tierra. Por ejemplo, la interacción de la atmósfera con la superficie del planeta es modelada en el esquema de la Capa Límite Planetaria; y la transferencia radiativa en donde se toman en cuenta los diferentes gases y aerosoles dispersos en la atmósfera, las cuales intervienen en la distribución y transporte de la energía en el sistema.

2.5.1. Componentes del modelo

En general, el sistema de modelado del clima que usa RegCM tiene cuatro componentes: *Terrain*, *ICBC*, *RegCM* y *Post-procesamiento*; en donde las primeras dos pertenecen al sistema de preprocesamiento de RegCM [8].

Las variables terrestres (*Terrain*), como la elevación, tipo de suelo y temperatura superficial del mar están interpoladas horizontalmente desde una malla, formada por recuadros latitud-longitud, a un dominio de alta resolución en cualquiera de las proyecciones geográficas disponibles. Además, la interpolación vertical la realiza desde los niveles de presión al sistema de coordenadas σ , propio de RegCM [8].

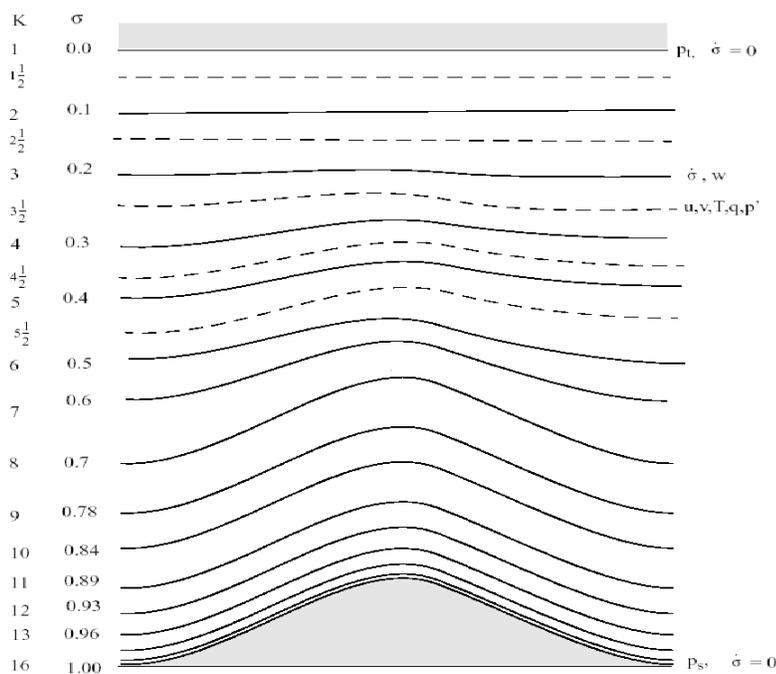


Figura 2.3. Estructura vertical del modelo, usando 16 capas. Las líneas punteadas denotan los niveles sigma medios y las líneas sólidas los niveles sigma enteros. *Fuente: Tomado de [8], página 12.*

Como se mencionó ya, el modelo interpola de niveles de presión, en términos de los cuales adquiere y analiza los datos, a niveles σ . Esto lo realiza antes de utilizarlos en el modelo. La coordenada vertical siguiendo la superficie implica que cerca de la superficie estas coordenadas σ siguen la forma del terreno, y en niveles más altos estos tienden a ser superficies planas, como se ve en la Figura 2.3 [8].

En el caso del núcleo hidrostático, se usa una coordenada σ adimensional para definir los niveles del modelo, donde p es la presión, p_t una presión tope con valor constante y p_s es la presión en la superficie [8]. De manera que el nivel σ se define como sigue

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

a partir de la expresión anterior puede definirse

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

Ahora bien, en el núcleo no hidrostático se utiliza una coordenada adimensional similar, pero se define por completo con la presión de referencia, dado un perfil atmosférico de referencia de esta forma

$$\begin{aligned} p(x, y, z, t) &= p_o(z) + p'(x, y, z, t), \\ T(x, y, z, t) &= T_o(z) + T'(x, y, z, t), \\ \rho(x, y, z, t) &= \rho_o(z) + \rho'(x, y, z, t), \end{aligned} \quad (2.3)$$

con la coordenada vertical sigma definida como

$$\sigma = \frac{p_o - p_t}{p_s - p_t}, \quad (2.4)$$

donde p_s , p_t y p_o están definidas como en el núcleo hidrostático [8].

Puede verse de la ecuación (2.4) que σ es cero en el tope y uno en la superficie y que cada nivel del modelo está definido por un solo valor de sigma, siendo siempre no mayores a uno y no menores a cero; y no están necesariamente ubicados en intervalos del mismo tamaño y, por lo general, la resolución en la capa frontera es mayor a la de la capa superior de la atmósfera [8].

Ahora bien, la rejilla horizontal es del tipo *Arakawa-Lamb B-staggering* de las variables de velocidad con respecto a las variables escalares, mostrado en la Figura (2.4). Esto significa que las variables escalares, están definidas al centro del cuadro de la rejilla, señalados con cruces, mientras que las componentes horizontales de la velocidad del viento (u, v) se ubican en las esquinas, señalados con círculos [8].

Todas las cantidades mencionadas anteriormente están definidas en el medio

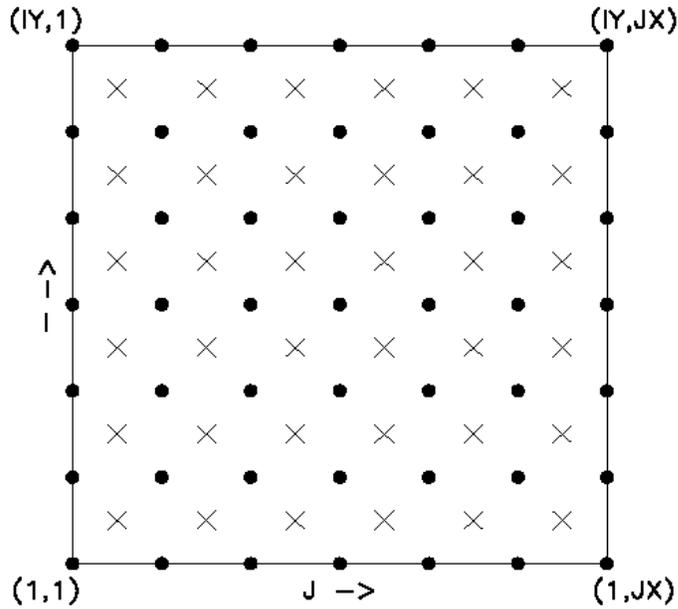


Figura 2.4. Representación de la rejilla horizontal del tipo Arakawa B, muestra la ubicación de las coordenadas punto y cruz. Fuente: Tomado de [8], página 14.

de cada uno de los niveles verticales del modelo, los niveles medios que se muestran en la Figura (2.3) como líneas punteadas. Mientras que la componente vertical de la velocidad del viento w se define en los niveles enteros [8].

El modelo tiene, además, cuatro opciones para la proyección de los mapas, la Lambert Conforme, Polar Estereográfica, la Mercator Normal y la Mercator Rotada. Cada una de ellas puede utilizarse para una región del planeta en particular; por ejemplo la Lambert Conforme es útil para dominios ubicados a latitudes medias. Las direcciones x y y en el modelo no corresponden a las direcciones oeste-este y norte-sur, a excepción de la proyección Mercator Normal, por lo tanto el viento observado debe ser rotado hacia la rejilla del modelo, y las componentes u y v del modelo necesitan rotarse antes de compararlas con datos de observaciones [8]. Estas transformaciones son tomadas en cuenta dentro del pre-procesador del modelo que entrega los datos en la rejilla del modelo. Además, las proyecciones en el modelo conservan la forma de las áreas pequeñas, de manera que $dx = dy$ en cualquier parte, pero la longitud de la rejilla a través del dominio varía para permitir la representación de una superficie esférica en un superficie plana. Es por esto que se toman en cuenta los factores de escala de los mapas en las ecuaciones del modelo en donde se utilicen gradientes horizontales [8].

2.5.2. Dinámica del modelo

Como se ha mencionado anteriormente, el modelo tiene la opción de escoger entre un núcleo hidrostático y otro no hidrostático, en ambos núcleos se utilizan las ecuaciones y discretización numérica descritas por Grell [7, 8].

Para obtener la descripción del movimiento de la atmósfera en el núcleo hidrostático, se utilizan las siguientes ecuaciones:

- Ecuaciones de momento horizontal, en ecuaciones (1.40) (a) y (b), que nos da la idea de cómo se mueve la atmósfera.
- Ecuación de continuidad, en ecuación (1.17), para describir la variación de la presión superficial en el tiempo.
- Ecuación termodinámica, ecuación (1.41),
- Ecuación hidrostática, ecuación (1.4),

cada una se escribe en términos de las coordenadas propias de RegCM: la coordenada σ y p^* , en la ecuación (2.2), además de la altura geopotencial $z(p)$, el factor de escala de los mapas m , la difusión horizontal y vertical y la razón de mezcla del vapor de agua q_v .

Por su parte, el núcleo no hidrostático considera todas las componentes del momento, ecuación (1.40), la ecuación termodinámica y la variación de p^* respecto al tiempo. Las consideraciones que se hacen son que la ecuación de continuidad ya no aplica y ahora todas las ecuaciones dependen de la longitud y latitud [8].

2.5.3. Parametrizaciones físicas

RegCM toma en cuenta una serie de procesos naturales que intervienen en el transporte de energía, momento y humedad desde diferentes regiones del planeta hacia la atmósfera. Estas parametrizaciones se describen brevemente a continuación.

Una de estas parametrizaciones son las de transporte radiativo, en las cuales se toman en cuenta los principales gases de invernadero, los aerosoles dispersos

y el papel de las nubes, en términos de sus propiedades ópticas, en el transporte de la radiación (térmica) dentro de la atmósfera. También cuenta con dos modelos que describen el papel de la vegetación y el tipo de suelo en el intercambio de la humedad; el nombre de estos modelos es el Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) [5] y el otro, el Community Land Model (CLM) [23] de los cuales puede elegirse uno para trabajar. También tiene esquemas para la Capa Límite Planetaria (PBL en inglés), que consideran el transporte vertical de energía, momento y humedad, por turbulencia de la superficie de la tierra hacia la atmósfera producidos por la interacción mecánica del suelo con la atmósfera; hay dos posibles esquemas, el Holtslag [17] y el UW Turbulence Closure Model (UW). El último de estos esquemas es capaz de hacer cálculos de transporte fuera de la capa de frontera [11, 8].

En el caso de la precipitación, RegCM cuenta con dos posibles esquemas: uno para precipitación convectiva y otro para la generación de precipitación por procesos no convectivos. Hay tres posibles esquemas para la precipitación convectiva. Estos son el Kuo [2], Grell [16] y el MIT-Emanuel [9]. Las diferencias básicas entre estas es el mecanismo en que la precipitación (o la convección) se inician.

En el caso de esquema Kuo, la actividad convectiva se inicia al superarse un valor umbral; es importante señalar que este esquema tiene un desempeño pobre comparado con los otros esquemas. En el esquema Grell, la actividad convectiva se modela en términos de los posibles estados de las parcelas de aire. Estos estados son el movimiento hacia arriba o hacia abajo y la actividad convectiva da inicio cuando una de las parcelas, en estado hacia arriba, alcanza un nivel específico. Mientras, en el esquema Emanuel, la actividad convectiva se da inicio cuando una parcela se ubica sobre la base de las nubes. Este es el esquema más complejo de los tres y tiene una gran variedad de parámetros que permiten ajustar el esquema a las diferentes regiones del planeta.

Ahora bien, en el caso de la precipitación no convectiva, RegCM utiliza el esquema Subgrid Explicit Moisture Scheme (SUBEX) [25], el cual considera procesos como la acreción, para la formación de nubes y la posterior precipitación [11, 8].

Además, en este modelo la microfísica de las nubes se toma en cuenta usando el esquema Integrated Forecast System (IFS) del European Centre for Medium Weather Forecast [31], el cual considera todas las posibles transiciones del estado del agua dentro de las nubes y cómo estas se relacionan por medio de diferentes procesos microfísicos.

Otra cosa que se considera en RegCM es el flujo de energía, momento y humedad que se da entre el océano y la atmósfera, usando dos modelos. Uno es el BATS, y en términos de la temperatura superficial del mar (SST), valores que fueron interpolados usando datos climatológicos, satelitales y tomados *in situ*, mejorado por el esquema Zeng [33, 8].

Finalmente, el modelo también toma en cuenta la transferencia de las variables ya mencionadas que se producen por las superficies cubiertas por lagos, en términos del albedo y datos meteorológicos de las distintas superficies; junto a el efecto que producen el polvo y los aerosoles, en donde se hacen los cálculos de la velocidad a la que el polvo es emitida por las superficies. Este modelo es útil en las zonas de los desiertos [11, 8]

3. La canícula: Sequía de medio verano

El ciclo climático anual de la región que comprende el centro-sur de México, la mayor parte de Centro América y parte del Caribe tiene un período de lluvias bien definido; de mayo hasta octubre. Esta temporada de lluvias, que tiene lugar durante el verano, está caracterizada por un período relativamente seco durante julio y agosto. Este mínimo de precipitación es conocido como *Sequía de Medio Verano* (MSD, por sus siglas en inglés) o *canícula*, como es llamada de manera coloquial [21, 29]. La magnitud e intensidad del MSD varía año con año y, debido a su importancia dentro de la región, se ha intentado explicar los mecanismos que lo provocan y cómo éste se relaciona con fenómenos externos, como el monzón de Norte América.

A continuación se hará una descripción general del MSD en la región. Primero se analizará la distribución espacial y temporal; luego se identificarán tres fases durante el desarrollo del MSD, en las cuales se evalúan los cambios de las variables climatológicas. Finalmente, se hará una revisión de algunos de los mecanismos que provocan al MSD y cómo ésta se relaciona con otros fenómenos de la región; además, se incluye la distribución alrededor de la Tierra de eventos con características similares a las del MSD.

3.1. Características regionales

De acuerdo a [21], la temporada lluviosa en la región se caracteriza por tener una distribución bimodal en la precipitación, con máximos alrededor de junio y septiembre-octubre, y un mínimo durante julio-agosto. Este fenómeno es muy variable en cuanto a intensidad y el mes en que se presenta, sin embargo, es lo suficientemente robusta para encontrarla en promedios para datos climatológicos de treinta años. Además, como puede verse en la Figura 3.1, la presencia del MSD dentro de la temporada de lluvias no implica una sequía total, sino una disminución en la precipitación con respecto a la precipitación máxima de la temporada, que puede llegar al 40 % [29].

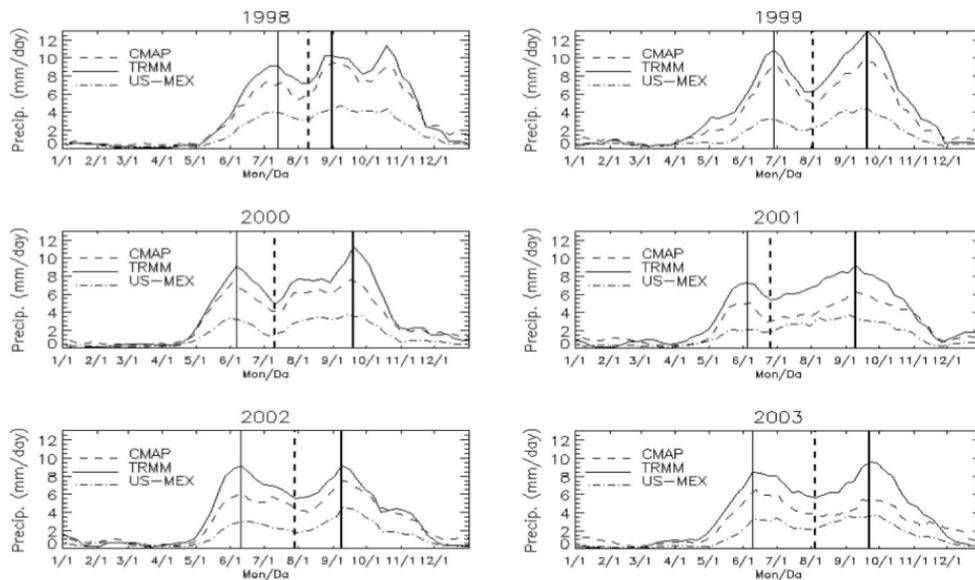


Figura 3.1. Precipitación, en mm d^{-1} , sobre la región desde el sur de México hasta la parte noroeste de Nicaragua de los años 1998-2003 y para tres diferentes conjuntos de datos climatológicos. Todas las líneas muestran el primer máximo de precipitación, seguido por el mínimo del MSD y el segundo máximo de precipitación al final del verano. *Fuente: Tomado de [29], página 4854.*

Según [29], para tener una idea de la intensidad y la extensión espacial del MSD puede restarse la precipitación promediada en los meses de junio y septiembre del promedio de precipitación de julio y agosto. De esta manera, puede observarse qué tan diferente fue la precipitación durante la temporada en la que se asume se encuentra el MSD respecto a toda la época lluviosa.

En la Figura 3.2 se muestra el promedio de precipitación para los datos climatológicos de julio y agosto menos el promedio de junio a septiembre. El conjunto de datos es de seis años y pertenece a la National Aeronautics and Space (NASA) de la misión Tropical Rainfall Measuring Mission 3B43 (TRMM 3B43). Se escogió una región que comprende a todo México, Centro América y el Caribe. A partir de esta figura, se ve que las áreas donde se registra menor precipitación se encuentran al oeste de Centro América, en el Océano Pacífico, el sur-este y el Golfo de México y el Caribe. Además, se observa que la diferencia en precipitación entre los meses secos y los meses lluviosos alcanza los 4 mm d^{-1} . Una característica importante es que, mientras hay una disminución de lluvias en el Pacífico, pareciera que las lluvias se incrementan al norte de Guatemala y sur de Yucatán.

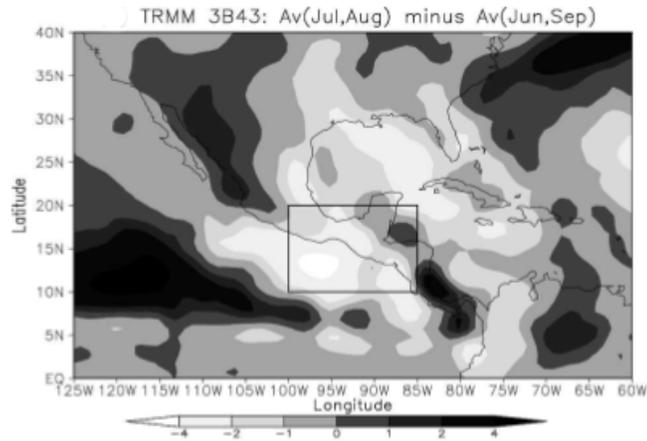


Figura 3.2. El promedio de precipitación de julio y agosto menos el promedio de junio y septiembre, tomados de datos climatológicos. Se delimita con un cuadro el área con mayor disminución en la precipitación. *Fuente: Tomado de [29], página 4854.*

Por su parte, [21] propone dividir la región en áreas de $5^\circ \times 5^\circ$ y tomar una distribución temporal de dos semanas. La finalidad de esto es localizar los lugares en donde se presenta la distribución bimodal, característica a la temporada de lluvias, y poder establecer el inicio y el final del MSD. Para esto, toma datos climatológicos de precipitación diaria del National Center for Atmospheric Research (NCAR), para la parte norte de Sur América y las Islas del Caribe; el Servicio de Clima Mexicano y de los servicios nacionales de clima, para los datos de Centro América. Los datos corresponden al período 1979–1993.

En la Figura 3.3 se muestran las distribuciones cada dos semanas en las áreas de $5^\circ \times 5^\circ$. La distribución bimodal del MSD se distribuye claramente desde la parte centro-norte de México, a lo largo de Centro América y la parte este del Pacífico (región del MSD), al contrario que en el Caribe, donde el doble máximo no está claramente definido. Es interesante notar que, mientras el máximo de precipitación en el Caribe sucede en abril y octubre, el máximo en la región del MSD son en junio y septiembre. Además, puede notarse que la distribución bimodal sobre el Pacífico tiene lugar en el área donde la ITCZ está activa en la época de verano.

A partir de los resultados reportados por [21] y [29] puede establecerse ya una región en la que el MSD es claramente identificable, llamada la región del MSD, encerrada dentro del cuadro en la Figura 3.2 y dentro de un círculo en la Figura 3.3.

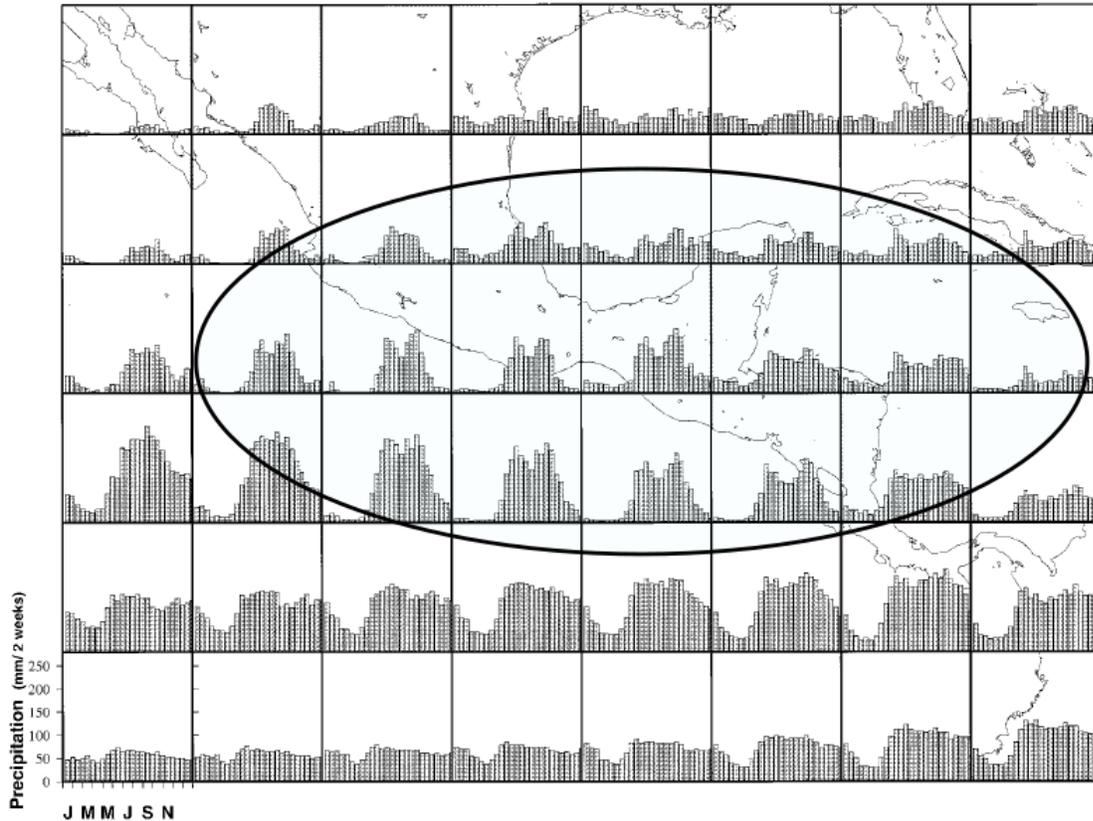


Figura 3.3. Distribución de la precipitación en intervalos de dos semanas distribuidos sobre la región de México y Centro América. Se delimita la región del MSD con el círculo.
Fuente: Tomado de [21], página 1581.

Además se puede determinar, de manera aproximada, cuándo inicia y finaliza este fenómeno.

3.2. Secuencia del MSD

Tomando en cuenta lo discutido en la sección anterior, ahora se busca tener una idea de la progresión del MSD, es decir, las condiciones que se tienen en la región antes, durante y después de que el fenómeno tome lugar.

Para evaluar esto, tanto en el trabajo [21] como en [29], se propone tomar el promedio de cada variable climatológica de interés durante todo el varano, en el primer máximo de precipitación (fase 1), en el mínimo (fase 2), que corresponde al MSD; y en el segundo máximo de precipitación (fase 3). Luego de esto, se resta el

promedio del verano de cada una de las fases. Las variables se analizan a partir de distribuciones espaciales de precipitación, viento superficial, temperatura superficial del océano (SST) y presión superficial. Los resultados obtenidos se muestran en la Figura 3.4. A continuación se describe cada una de las fases.

3.2.1. Fase 1: Primer máximo de precipitación

Esta fase tiene lugar a finales de junio [21]. En la Figura 3.4(a) puede verse que se caracteriza por el incremento de la precipitación sobre la mayor parte de la región del MSD. La parte de la ITCZ, que se encuentra al este de los 100°W , se extiende hacia el norte, buscando las costas de Centro América. Este movimiento se encuentra asociado con anomalías en los vientos provenientes del oeste y del sur, las cuales transportarían humedad desde la ITCZ. Por su parte, la distribución de presión, en curvas de nivel en Figura 3.4(a), muestra un sector de baja presión sobre Norte América que se extiende hasta Centro América; una extensión de la alta presión del Atlántico subtropical, alcanzando al Golfo de México, y baja presión en el Pacífico bajo las anomalías de alta precipitación [29, 21].

3.2.2. Fase 2: Mínimo de precipitación

Es la fase durante la cual la precipitación es reducida en la región del MSD, la parte encerrada en un cuadro en Figura 3.4(c) y se presenta entre los meses de julio y agosto. Cuando el MSD toma lugar, los vientos alíseos se intensifican en la parte del Caribe, junto con una formación anticiclónica sobre la costa oeste de México, señalado en Figura 3.4(c) con los contornos. También se observa que la precipitación aumenta en Panamá y en la parte noroeste de México.

En el caso de las SST, éstas se mantienen calientes en el Golfo de México y fuera de la costa de Baja California, mientras que se mantiene más frío fuera de las costas de Nicaragua (del lado del Pacífico) y en el Caribe, como se aprecia en la Figura 3.4(d) [29, 21].

3.2.3. Fase 3: Segundo máximo de precipitación

Durante esta fase, que ocurre por lo general, entre septiembre y octubre, la precipitación se intensifica sobre una gran región hacia el norte de los 10°N sobre la región del Pacífico este y sobre Centro América. Esto coincide con la intensificación

del viento proveniente del oeste y del suroeste con dirección a Centro América, en Figura 3.4(e), la precipitación se intensifica sobre la mayor parte del Atlántico. Además, la presión es muy baja sobre los dos océanos, con un mínimo que se extiende desde el Atlántico subtropical hacia el Golfo de México, donde se forman circulaciones ciclónicas [29, 21].

Ahora bien, en términos generales, los cambios, tanto en la dirección del viento como en la intensidad de los vientos alíseos se reflejan en las características locales de la precipitación, especialmente sobre Centro América, donde la orografía da su sello característico en las lluvias. En el lado del Caribe, los fuertes vientos, combinados con la orografía incrementan la actividad convectiva y la precipitación [21]. Un fuerte decrecimiento de los vientos en el lado del Pacífico resulta en la disminución de la actividad convectiva y la precipitación. Es por eso que, mientras se instala el MSD del lado del Pacífico, en el Caribe la precipitación incrementa.

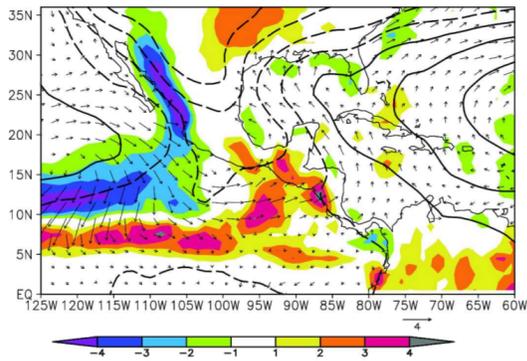
3.3. Factores propuestos que dan lugar al MSD

En [21] se propone que la evolución del MSD está gobernada por la retroalimentación entre la cantidad de radiación local que hay en el lugar, las SST y la convección. De acuerdo con esta propuesta, el movimiento estacionario hacia el norte de la ITCZ causa una intensa convección sobre el oeste de Centro América durante mayo y junio (al inicio del verano), dando inicio a la temporada lluviosa. El incremento de convección, provoca un aumento en la cantidad de nubosidad, lo que causa que una menor cantidad de radiación solar llegue a la superficie del océano, provocando un descenso en las SST. Las bajas SST causan una menor actividad convectiva (resulta ser el MSD), durante los meses de julio y agosto, lo que provoca una menor nubosidad y mayor insolación, incrementando las SST. Este incremento permite regresar a las condiciones que propician la lluvia al final del verano. En una investigación del 2005 Magaña y Caetano, encontraron distribuciones bimodales de las SST dentro de la región del MSD, sin embargo no encontraron soporte observacional para esta propuesta [21, 18, 29]. Además, según [18] si el MSD fuera provocado por este mecanismo, que no considera influencias externas, el ciclo generado por la retroalimentación implicaría una oscilación perpetua de máximos y mínimos de precipitación en el medio de la temporada lluviosa cuya escala temporal sería determinada por la duración de la retroalimentación, cosa que no sucede.

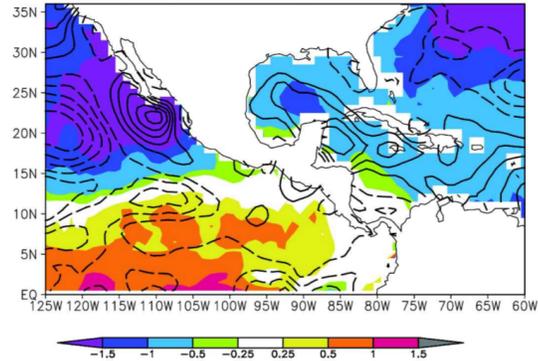
Puede mencionarse también que se ha relacionado la variabilidad interanual del MSD y del Monsón de Norte América (NAM, en inglés) con el fenómeno del Niño. Se ha encontrado que durante un año con fenómeno del Niño, el MSD se intensifica, debido a la reducción local de precipitación. En cambio, en un año con fenómeno de la niña el MSD se debilita, mientras que el NAM se intensifica [29].

3.4. El MSD en otras regiones de la Tierra

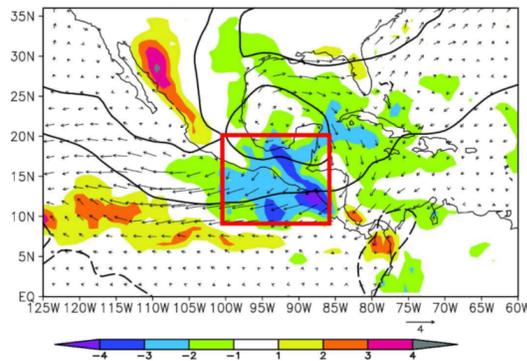
En el estudio realizado por [18], se utilizó el algoritmo MESA, el cual evalúa la existencia de un MSD dentro de la distribución mensual de precipitación climatológica y le da un valor a su intensidad. En este estudio, la intensidad se refiere a la disminución de precipitación respecto a los valores máximos. Además, MESA es un algoritmo que evalúa la presencia de la disminución de precipitación durante cualquier parte del año y no solo durante junio-octubre, y también toma en cuenta que la duración del MSD puede variar por lo que considera un intervalo de 1-3 meses entre cada máximo de precipitación dentro del cual se considera existe una canícula. El resultado de este estudio se muestra en la Figura 3.5, en donde se ubican los lugares donde MESA encontró una distribución bimodal de precipitación, consistente con el MSD. Puede notarse que el fenómeno se distribuye alrededor de los trópicos siendo los eventos más fuertes en África Central y, sorprendentemente, en las costas de Guatemala, con una intensidad mayor a los 4 mm d^{-1} .



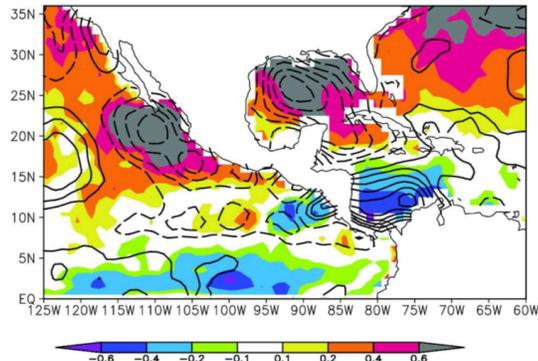
(a) Fase 1



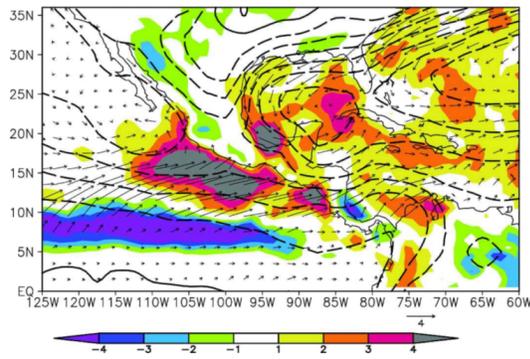
(b) Fase 1



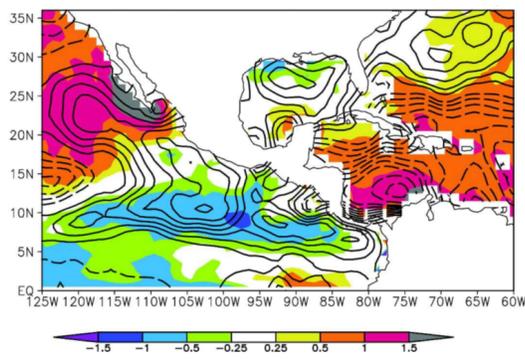
(c) Fase 2



(d) Fase 2



(e) Fase 3



(f) Fase 3

Figura 3.4. (a), (c), (e) Precipitación (mm d^{-1}), a color. Presión superficial en intervalos de 0.4 hPa , con los valores positivos en líneas sólidas; cero y los valores negativos líneas punteadas. Los vientos 10-m equivalentes, con vectores cuya escala se encuentra en el fondo de la gráfica. (b), (d), (f) Temperatura superficial del océano (K) a color. La velocidad del viento 10-m equivalentes en intervalos de 0.2 m s^{-1} , las líneas sólidas son valores positivos y las punteadas negativos. Fuente: Tomado de [29], página 4854.

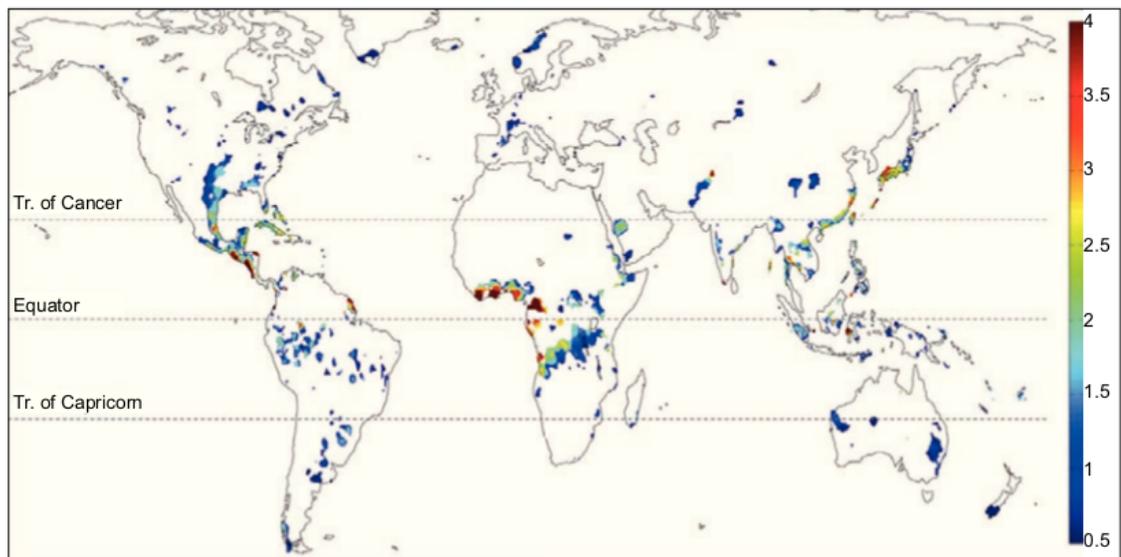


Figura 3.5. Distribución global de los lugares donde se determinó, utilizando el algoritmo MESA, la existencia de una distribución bimodal en el ciclo de precipitación. La barra de colores muestra la diferencia entre el promedio de los dos máximos de precipitación y el mínimo de precipitación, en mm d^{-1} . Fuente: Tomado de [18], página 268.

4. Resultados obtenidos de RegCM

En este capítulo se describen los resultados obtenidos de las simulaciones hechas con el modelo climático RegCM. Primero, se caracterizó la canícula, y luego se evaluó de manera cualitativa el desempeño del modelo, comparando sus resultados con datos observacionales de algunas estaciones meteorológicas del país.

La simulación fue realizada para un período de seis años, del 2011 al 2016. Se utilizó una resolución espacial de 12.5 km y una grilla de 60×70 puntos, con 23 niveles verticales y resolución temporal de 30 s. La proyección utilizada es la Mercator Normal, con centro en $(15.75^\circ\text{N}, 90.00^\circ\text{W})$. Se utilizó el esquema de convección de Emanuel sobre el océano y la tierra y, debido a la resolución espacial, se utilizó el núcleo no hidrostático. Los otros esquemas se utilizaron en su configuración por defecto.

4.1. La canícula sobre Guatemala

Para tener una primera aproximación del comportamiento general de la canícula en el período de tiempo estudiado, se promedió la precipitación mensual a lo largo de los años, obteniendo así la distribución bimodal en la Figura 4.1. De esta figura puede estimarse los meses en los que suceden los máximos y el mínimo de precipitación descritos por [21]; siendo estos el mes de junio para el primer máximo, julio para el mes del mínimo y septiembre, para el segundo máximo de precipitación. Además de esto, puede verse que, en general, el segundo máximo de precipitación es más fuerte que el primero y que este podría ubicarse entre septiembre y octubre, debido a la diferencia en precipitación tan pequeña entre estos dos meses, como es señalado por [21].

Es importante mencionar que el inicio o final de la temporada lluviosa implica

solamente el aumento o la disminución de la cantidad de lluvias. Esto se ve reflejado en la Figura 4.1, donde se observa que a lo largo del año se presentan lluvias, aumentando significativamente en mayo y disminuyendo luego del mes de octubre, siendo estos los meses del inicio y final de la temporada lluviosa.

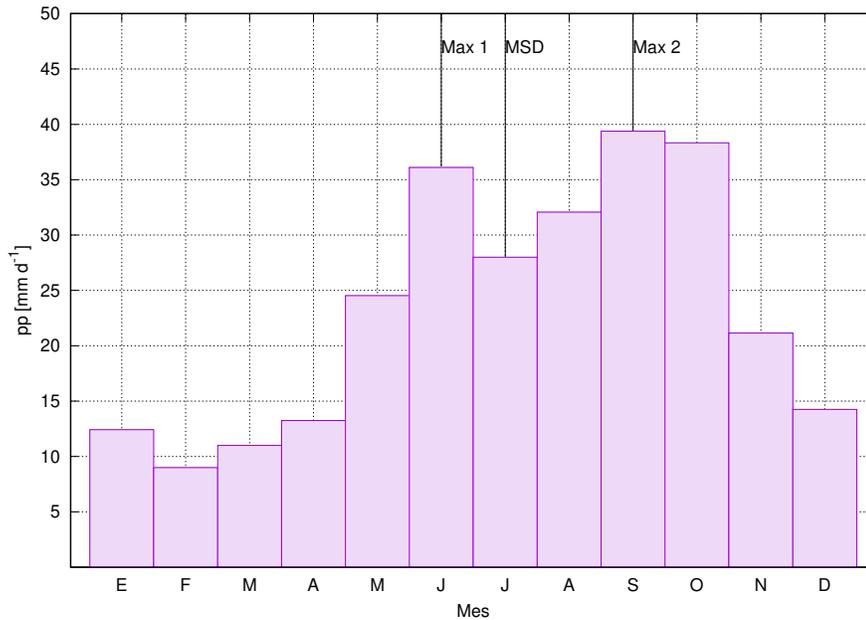


Figura 4.1. Precipitación mensual promedio, en mm d^{-1} , promediada sobre todo el territorio guatemalteco para los años 2011-2016. Las líneas verticales marcan el primer máximo de precipitación (Max 1), el mínimo de precipitación (MSD) y el segundo máximo de precipitación (Max 2). *Fuente: Elaboración propia.*

Si para cada año se evalúa el comportamiento mensual de la precipitación, presentada en Figura 4.2, puede evidenciarse las diferencias entre cada uno de ellos. Al comparar Figura 4.2 con Figura 4.1 puede verse que el mes en el que está presente el primer máximo, en el mes de junio, es consistente para cinco de los seis años, a excepción del año 2011, en el que aparece en el mes de julio; de igual manera, la presencia del mínimo sucede, en la mayoría de los casos en el mes de julio. Ahora bien, el mes en el que se presenta el segundo máximo varía año con año habiendo, como máximo, un espaciamiento temporal de dos meses, entre el mínimo y el segundo máximo, como es el caso de los años 2013 y 2015, en los que el segundo máximo se presenta en el mes de octubre. En el caso de los años restantes, este segundo máximo se presenta en el mes siguiente de la canícula para el 2012, o uno después en el caso de 2011, 2014 y 2016.

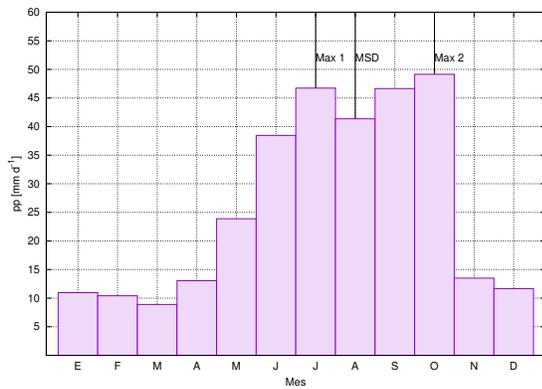
Además, a partir de la Figura 4.2 puede obtenerse información un poco más detallada de la temporada de lluvias de cada año, como la magnitud de la temporada completa y la duración y magnitud de la canícula. Por ejemplo, en el caso de los años 2012 y 2015, en Figura 4.2 (b) y (e), estos son años relativamente más secos, pues presentan precipitaciones menores a los 40 mm d^{-1} durante la temporada lluviosa, incluso en los dos máximos de precipitación. En el año 2011, Figura 4.2 (a), se observa que es un año de alta precipitación y la canícula es poco marcada; al contrario de los años 2014 y 2015, Figura 4.2 (d) y (e), en los que se observa que la canícula es más larga que en promedio, donde el mínimo de precipitación se distingue por muy poco del siguiente valor menor. En el caso del año 2013, Figura 4.2 (c), puede notarse que al mínimo de precipitación le sigue una alta actividad de precipitación que se incrementa mes a mes, hasta llegar a su máximo, en octubre, para luego decrecer un poco y llegar a los valores mínimos que corresponden a la época seca; puede observarse que el mes de diciembre de este año es uno de los más húmedos, seguido por el del año 2015 y superado por el del año 2016. Estos resultados concuerdan con lo señalado en la sección 3.1 y descrito por [18], en donde se hace mención a la variabilidad anual de la canícula en cuanto a magnitud y duración.

4.1.1. Distribución espacial

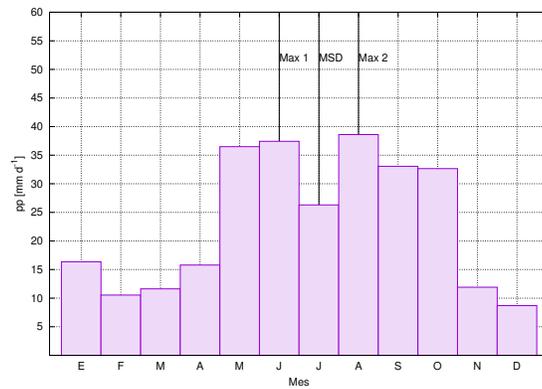
Siguiendo lo propuesto por [21] para encontrar la distribución espacial de la canícula a lo largo de la región estudiada, el territorio guatemalteco se dividió en 42 cuadrantes diferentes para los cuales se calculó el promedio de precipitación mensual y luego cada una de las distribuciones se graficó sobre el cuadrante correspondiente.

Para que los cuadrantes fueran más fáciles de ubicar, cada uno fue enumerado; comenzando de la esquina inferior izquierda con uno (1), siguiendo hacia la derecha, y terminando en la esquina superior derecha, con el número cuarenta y dos (42). El resultado de lo anterior se encuentra en la Figura 4.3, donde se muestra la precipitación mensual promedio para los años entre 2011-2016.

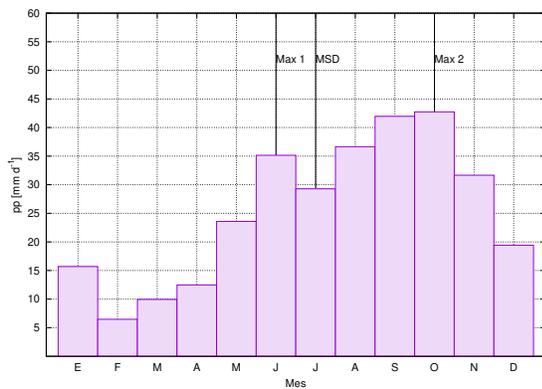
Buscando la distribución bimodal característica de la temporada de lluvias y usando la Figura 4.3, se encuentra que la disminución en precipitación, alrededor del mes de julio o agosto, es muy marcada en las regiones cercanas al Pacífico, sobre Huehuetenango (cuadrante 20), el Quiché (cuadrante 21), en las regiones de la



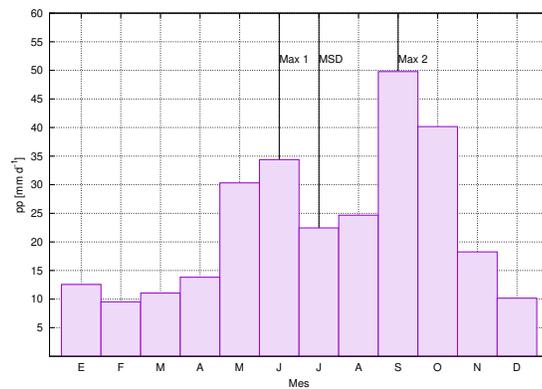
(a) 2011



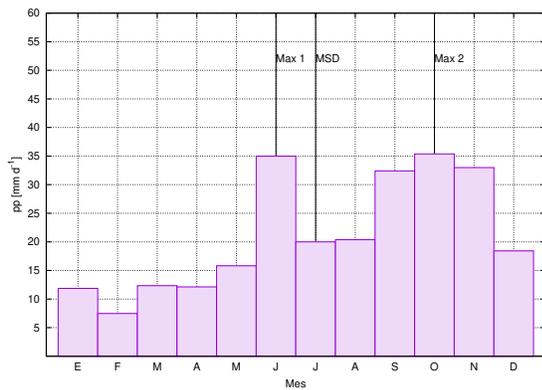
(b) 2012



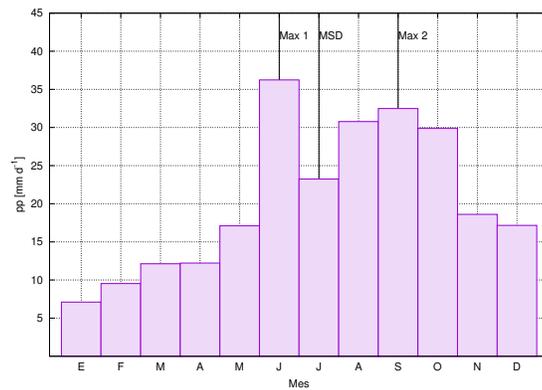
(c) 2013



(d) 2014



(e) 2015



(f) 2016

Figura 4.2. Precipitación sobre toda Guatemala para los años comprendidos entre 2011 y el 2016, en mm d^{-1} . En cada uno de los histogramas se identifica con una línea vertical el primer máximo de precipitación, etiquetado como “Max. 1”; el mínimo de precipitación, con la etiqueta “MSD”, y el segundo máximo de precipitación, con la etiqueta “Max. 2”.
Fuente: *Elaboración propia.*

Costa Sur (cuadrantes 8, 9, 10 y 14), en el Centro del País (cuadrante 15) y en el Oriente (cuadrante 18); siendo en el centro mucho más marcada que en los otros cuadrantes. Por otra parte, en las regiones ubicadas en Petén (cuadrantes 27, 28, 33 y 34) e Izabal (cuadrantes 22 y 23), la precipitación cambia poco, habiendo un pequeño aumento en el mes de junio y en el mes de septiembre, quedando entre estos dos meses una canícula poco marcada, que se muestra más evidente en los cuadrantes 27 y 33. Es interesante notar que, en las regiones cercanas al Caribe, donde se ubican los cuadrantes 29, 30, 35 y 36, la precipitación tiene su máximo en el mes de julio, disminuyendo y luego aumentando la precipitación, pudiendo ser una canícula retrasada respecto a la canícula de las regiones más hacia el Pacífico. Este resultado concuerda con lo descrito por [21], en donde encuentran que, sobre la región, la distribución bimodal de la temporada de lluvias es muy marcada sobre el Pacífico, a diferencia que en el Caribe.

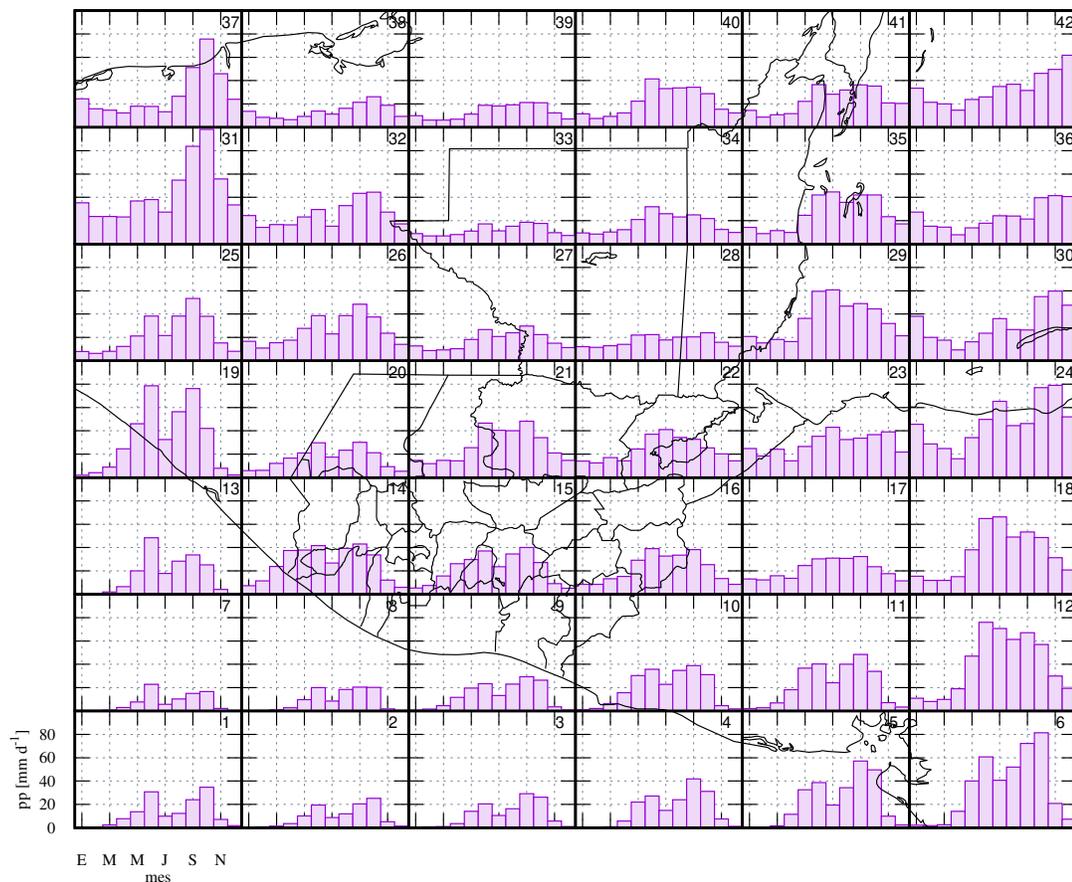


Figura 4.3. Distribución espacial de la precipitación mensual promedio, para los años trabajados, sobre diferentes áreas de Guatemala, en mm d^{-1} . Cada una de las regiones se enumera desde la región inferior izquierda, con el número uno, hasta la esquina superior derecha, con el número cuarenta y dos. *Fuente: Elaboración propia.*

4.1.2. Duración y magnitud de la canícula

Para evaluar la duración y magnitud de la canícula sobre el territorio guatemalteco se siguió un procedimiento similar al utilizado por [21] y [18], donde se hacen promedios quincenales de precipitación con el objetivo de identificar la quincena en donde se registran los máximos y el mínimo de precipitación. Siguiendo este procedimiento, primero se calculó el promedio quincenal de precipitación para cada uno de los años estudiados y luego se graficó en histogramas. En las Figura 4.4 y Figura 4.5 se muestran las distribuciones quincenales para cada año y para el promedio de todos los años. De estas gráficas, se identifica la quincena donde ocurren el primer y segundo máximo, así como el mínimo en precipitación.

Así pues, la duración promedio y magnitud de la canícula se calculan utilizando la Figura 4.4 y la específica para cada año usando la Figura 4.5. En el caso que la Figura 4.5 no diera información inmediata sobre la quincena en que sucede cualquiera de los máximos o el mínimo, se recurrió a la Figura 4.2 para identificar el mes en que estos suceden y, luego, la quincena donde hubiera exceso o disminución de lluvias. Un ejemplo de esto es el año 2015 en el que, si se usa solamente la gráfica con las quincenas, se ve que el mínimo de lluvias puede haber ocurrido en la segunda quincena de julio o en la segunda quincena de agosto y el segundo máximo de lluvias pudo localizarse en la segunda quincena de septiembre u octubre. Sin embargo, auxiliados de la Figura 4.2 se ve que el mínimo ocurre en julio y el segundo máximo en octubre.

Ahora bien, en este trabajo, la duración de la canícula se define como la cantidad de quincenas que hay entre cada uno de los máximos de precipitación, como en [18]. En la Tabla (4.1) se encuentra la información de la quincena en que suceden los máximos y el mínimo, en cada año y en promedio, así como la duración de la canícula. De esta información se puede resaltar que, por lo general, en esos seis años el máximo de precipitación ocurre en la primera quincena de junio, de manera casi invariante. El mínimo de la canícula sucede alrededor de la segunda quincena de julio, variando en una quincena (más o menos). En el caso de el último máximo de precipitación este sucede, en promedio, en la segunda quincena de septiembre; sin embargo, si se evalúa año con año el período donde este sucede varía entre finales de septiembre y finales de octubre. En cuanto a la duración, esta varía entre las tres y ocho quincenas, siendo la más corta la del año 2012 y la más larga la del año 2015. En promedio la canícula dura 6 quincenas (tres meses).

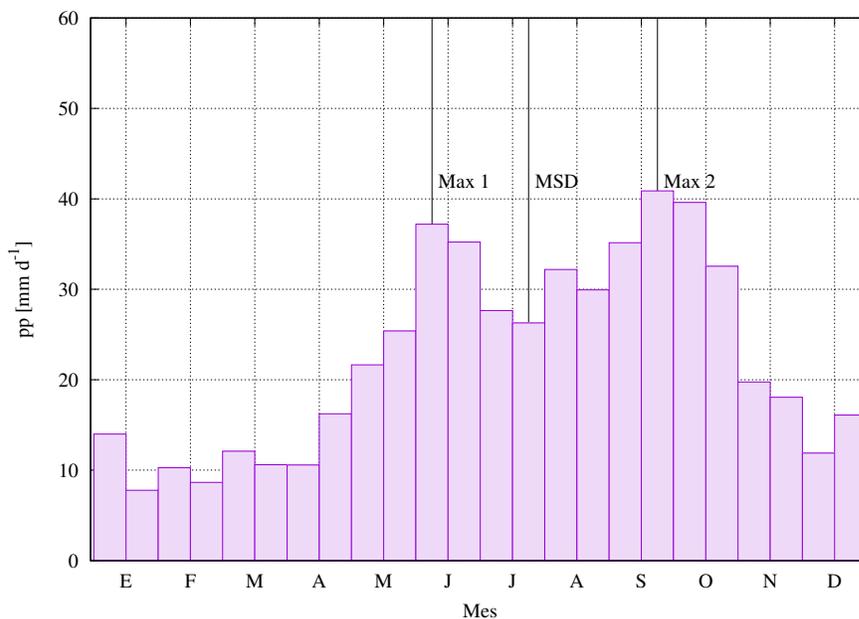


Figura 4.4. Precipitación quincenal promedio, en mm d^{-1} , sobre todo el territorio guatemalteco para los años 2011-2016. Las líneas verticales marcan el primer máximo de precipitación (Max 1), el mínimo de la canícula (MSD) y el segundo máximo de precipitación al final del verano (Max 2). *Fuente: Elaboración propia.*

Puede verse que el comportamiento general es que la precipitación disminuye de manera gradual, hasta llegar al mínimo, y luego aumenta para llegar al máximo, como se discutió al inicio de esta sección. En algunos casos, la disminución de las lluvias es poco notoria y es seguida por un aumento y otro mínimo de una magnitud parecida, como en el año 2015 ó 2012.

Tabla 4.1. Quincenas en las que suceden los máximos y el mínimo de precipitación para cada uno de los años entre 2011-2016. Se muestra, además, la duración de la canícula. Al final de la tabla, se muestra el comportamiento promedio de todos los años. *Fuente: Elaboración propia.*

Año	Max. 1	Mínimo	Max. 2	Duración
2011	1-15 julio	1-15 agosto	1-15 octubre	5 quincenas
2012	1-15 junio	1-15 julio	1-15 agosto	3 quincenas
2013	15-30 junio	15-31 julio	15-31 octubre	7 quincenas
2014	1-15 junio	15-31 julio	15-30 septiembre	6 quincenas
2015	1-15 junio	15-31 julio	15-31 octubre	8 quincenas
2016	1-15 junio	1-15 julio	1-15 septiembre	5 quincenas
Promedio	1-15 junio	15-31 julio	15-30 septiembre	6 quincenas

Para calcular la magnitud de la canícula de cada año, se utilizó el mismo procedimiento indicado por [18], en donde se calcula la diferencia entre el promedio de los máximos relativos y el mínimo relativo; cantidad llamada M , definida de la siguiente forma

$$M = \frac{\overline{PP}_{Max} - PP_{min}}{\overline{PP}_{Max}} \quad (4.1)$$

donde \overline{PP}_{Max} es la precipitación promedio de los dos máximos y PP_{min} es la precipitación en el mínimo. Al tener M , este se multiplicó por 100% para tener los valores como un porcentaje, cantidad a la que se llamó *magnitud porcentual* $M\%$.

Debido a que cada una de las temporadas de lluvias son muy diferentes entre sí, y con el objetivo de comparar la magnitud de la canícula entre cada uno de los años, se definió la variable *magnitud relativa* M^* de la siguiente manera

$$M^* = \frac{M - \overline{M}}{\overline{M}} \times 100\%, \quad (4.2)$$

donde M es la magnitud del año utilizado y \overline{M} es la magnitud promedio. De esta manera, M^* representa el porcentaje en que varía la magnitud de la canícula respecto a la magnitud promedio. En la Tabla (4.2) se encuentra resumida la información de la precipitación en los máximos y el mínimo de precipitación, la magnitud porcentual $M\%$ y la magnitud relativa M^* para cada uno de los años y el promedio, que fueron calculadas utilizando las ecuaciones (4.1) y (4.2). De esta tabla, puede observarse que, en general, durante los seis años estudiados durante el mínimo de precipitación la lluvia disminuye el 32.7% de la precipitación máxima media registrada.

Ahora bien, revisando año con año, puede verse que en los años 2011, 2012, 2014, 2015 y 2016 la precipitación disminuye en aproximadamente un 50%, siendo el año 2014 con la canícula más seca, con una disminución de lluvias del 59.8%. Por otra parte, en el año 2013 se registra una canícula menos seca en la cual la lluvia decrece en un 13.6% respecto a los máximos de precipitación.

Es importante tomar en cuenta que aunque M^* tenga un valor muy grande en cualquiera de los años, esto no implicará una canícula más severa o, dicho de otra forma, el impacto de la canícula no es más fuerte que en los otros años. Por ejemplo, el impacto de la canícula del año 2015 no es el mismo que la del año 2011. A simple vista en la Figura 4.5 (a) y (e) se nota que el año 2011 fue un año con

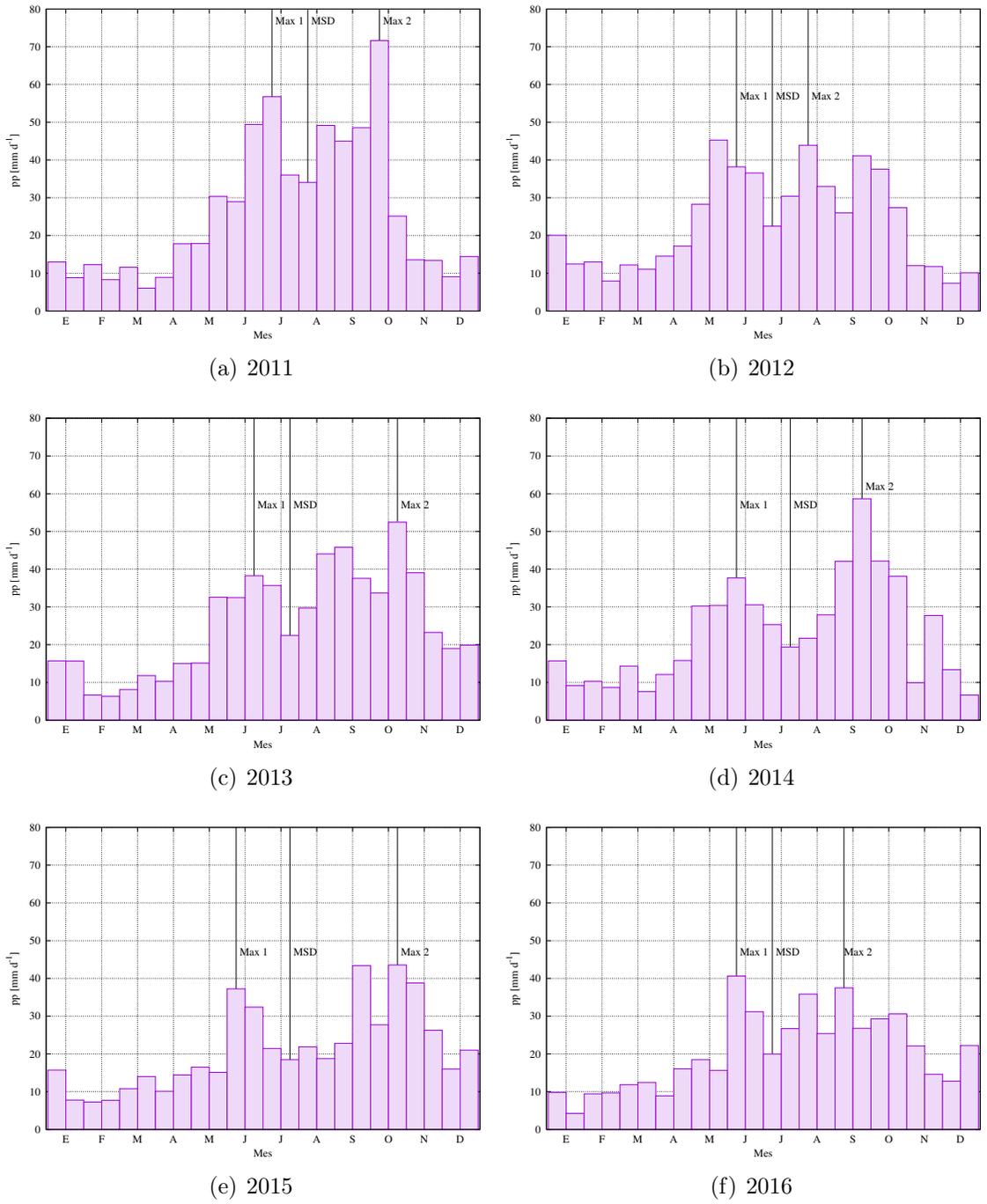


Figura 4.5. Precipitación quincenal sobre toda Guatemala para los años 2011-2016. La precipitación se da en mm d^{-1} . En cada uno de los histogramas se señala con una línea vertical el primer máximo de precipitación (Max 1), el mínimo que corresponde a la canícula (MSD) y el segundo máximo de precipitación (Max 2). La etiqueta para el mes se coloca entre las dos quincenas. *Fuente: Elaboración propia.*

Tabla 4.2. Precipitación registrada en cada uno de los máximos y mínimo de precipitación, en mm d^{-1} , diferencia de precipitación, en mm d^{-1} , magnitud porcentual $M\%$ y magnitud relativa M^* de la canícula para cada año. El signo positivo en M^* refleja un aumento respecto el promedio y el signo negativo la disminución. *Fuente: Elaboración propia.*

Año	Max. 1 pp [mm d^{-1}]	Mínimo pp [mm d^{-1}]	Max. 2 pp [mm d^{-1}]	$M\%$	M^*	+/-
2011	56.8	34.0	71.6	47.0 %	136.2 %	+
2012	38.2	22.5	43.9	45.3 %	45.5 %	+
2013	31.2	26.7	30.6	13.6 %	67.2 %	-
2014	37.7	19.4	58.7	59.8 %	125.7 %	+
2015	37.2	18.5	43.5	54.2 %	71.6 %	+
2016	40.6	20.0	37.5	48.9 %	49.6 %	+
Promedio	37.2	26.3	40.9	32.7 %		

mayor cantidad de precipitación; por lo que la disminución de las lluvias durante este año, aunque notable con un $M\%_{2011} = 47.0\%$ y un $M^*_{2011} = 136.2\%$, su impacto será menos severo que el del 2015, en el que la precipitación fue relativamente reducida, tomando en cuenta que $M\%_{2015} = 54.2\%$ y con un M^*_{2015} mucho menor que M^*_{2011} . Además, si se revisa la duración de la canícula de estos dos años, en Tabla (4.1) el año 2015 tiene la canícula más larga de todos los años y el 2011 una de las más cortas. De manera que la canícula del 2015 es más severa que la del 2011. Por lo tanto, la severidad de la canícula en un año particular depende no solo de la magnitud porcentual, sino también, de la duración de la canícula y de la intensidad de la temporada de lluvias completa.

4.1.3. Fases

Para evaluar las condiciones climáticas de Guatemala antes, durante y después de la canícula, se sigue el procedimiento propuesto por [29], en el cual se evalúan los cambios de las variables climáticas de interés en tres diferentes Fases, relativas a la precipitación, respecto al promedio de la temporada de lluvias completa.

Utilizando el procedimiento mencionado, primero se promedió toda la temporada de lluvias, de mayo a octubre, para cada uno de los años, para luego calcular el promedio con todos los años. Adicionalmente, con la ayuda de la Figura 4.5, se seleccionaron las quincenas que corresponden a cada una de las Fases, identificadas

de la siguiente manera:

Fase 1 \rightarrow primer máximo, Fase 2 \rightarrow mínimo y Fase 3 \rightarrow segundo máximo.

Con las fases ya identificadas se calculó el promedio de cada una de ellas. Esto se hizo para cada uno de los años. A partir de estos, se calculó el promedio para cada una de las Fases. Finalmente, se restó el promedio de la temporada de lluvias completa de la Fase correspondiente. A esta diferencia se le denomina anomalía.

Las condiciones climáticas se evaluaron en función de los cambios en la precipitación total, la presión superficial, la dirección y magnitud del viento sobre la superficie, la temperatura superficial, además de considerar la proporción en la que la precipitación total es provocada por actividad puramente convectiva o por transporte de humedad. La temperatura superficial del mar no se tomó en cuenta, pues el tamaño del dominio utilizado no permite tener suficiente información a cerca de este.

Como la actividad no convectiva no es un parámetro presente en las variables de salida del modelo, esta fue encontrada restando la lluvia producida por convección de la lluvia total. De esta manera, la precipitación generada por medios no convectivos puede contener la lluvia generada por acreción, por la orografía u otros mecanismos. Los resultados para cada una de las variables nombradas se encuentran en las Figuras 4.6, 4.7 y 4.8.

A continuación, se describen las condiciones que se presentan para cada una de las Fases consideradas:

4.1.3.1. Fase 1: Primer máximo de precipitación

Durante esta fase, hay un aumento relativo de precipitación sobre todo en las cadenas montañosas del país y sobre la Costa Sur. Puede notarse que no hay cambios en la cantidad de lluvia en la región norte, sobre Petén, el norte de Alta Verapaz e Izabal; como puede verse en la Figura 4.6 (a). El aumento de la precipitación no excede los 40 mm d^{-1} .

Por su parte, la presión superficial disminuye, a no menos de 200 Pa, sobre toda la república, con muy pocas variaciones a lo largo del dominio utilizado. Es-

ta pequeña variación, favorece vientos débiles del sur-este. Estos vientos atraviesan Guatemala de este a oeste, bordeando las superficies montañosas, como se ve en la Figura 4.6 (b).

En términos de precipitación convectiva, en Figura 4.7 (a) puede observarse que hay un aumento significativo en la Costa Sur, sobre las cadenas montañosas y un ligero aumento en la parte central de Alta Verapaz. La actividad convectiva disminuye en la parte central de Quiché, mientras que en Huehuetenango aumenta. Si se observa la Figura 4.7 (b), se hace evidente que la falta de lluvias convectivas sobre el Quiché es balanceada por lluvia generada por un fenómeno distinto a la convección. Si se observa la dirección del viento, en Figura 4.6 (b), puede inferirse que el viento transporta humedad hacia la montaña, propiciando la generación de lluvia orográfica.

Finalmente, en el caso de la temperatura superficial, esta desciende en casi 2°C en gran parte de la Costa Sur, mientras que en gran parte de las Verapaces, Izabal, Quiché y Huehuetenango la temperatura no varía significativamente. Si se recurre, de nuevo, a la Figura 4.7 (a) puede concluirse que el aumento de actividad convectiva, que favorece la formación de nubosidad, provoca una menor penetración de la radiación solar provocando, consecuentemente, el descenso de la temperatura.

4.1.3.2. Fase 2: Mínimo de precipitación

En términos de precipitación, puede verse en Figura 4.6 (c) que durante esta Fase hay una marcada disminución, como se esperaba de los resultados de las subsecciones anteriores. Puede notarse que la precipitación disminuye notablemente en la región montañosa del Altiplano guatemalteco, que se extiende desde la parte sur de Sacatepéquez, hasta llegar a Quetzaltenango, donde la precipitación disminuye en casi 30 mm d^{-1} , al igual que en la parte central de San Marcos; caso contrario es lo que sucede en Quiché, donde la precipitación aumenta. Mientras, en la Costa Sur hay una pequeña disminución alrededor de los 10 mm d^{-1} , que se extiende por toda la costa. En el caso de Petén, la precipitación tiene una pequeña disminución, mientras que en la parte norte de Zacapa, sobre la Sierra de las Minas, e Izabal la precipitación aumenta cerca de los 10 mm d^{-1} , este aumento se extiende sobre una pequeña porción del mar Caribe.

En el caso de la presión superficial y el viento, Figura 4.6 (d), puede notarse que sobre todo el territorio se extienden condiciones de alta presión, siendo esta más alta en la región norte del país; esta diferencia se acerca a los 200 Pa. Mientras tanto, en la Costa Sur la presión es relativamente baja. Debido a las condiciones de alta presión y dado que esta varía poco a través del territorio (la presión desciende en dirección nor-este a sur-oeste), el viento, proveniente de la región sur de México, tiene mayor magnitud sobre el Petén y en la región cercana al Caribe, disminuyendo hacia el sur, sobre la Costa Sur.

Por otro lado, si se observa la cantidad de lluvia provocada por convección, en la Figura 4.7 (c), se nota que esta disminuye a lo largo de la cadena montañosa del Altiplano, siguiendo el patrón de la precipitación total, al igual que en la parte norte de San Marcos y la Costa Sur. En cambio, puede identificarse que en el Centro del Quiché y sobre Izabal, la parte central de Alta Verapaz y sobre una parte del Progreso y Zacapa hay un incremento en actividad convectiva. Observando de nuevo la Figura 4.6 (c) y utilizando la Figura 4.7 (d), de precipitación no convectiva, puede concluirse que la precipitación en la mayoría de estas áreas es generada principalmente por convección. Ahora bien, en Quiché sucede que el aumento de la precipitación se da, mayoritariamente, por mecanismos diferentes a la convección, siendo, probablemente, lluvia orográfica producto de humedad transportada por el viento que se queda atrapada en las partes bajas de los Cuchumatanes combinada con las, relativamente, bajas temperaturas en el sector.

En el caso de la temperatura superficial, en Figura 4.8 (c), puede notarse que esta toma valores más altos a lo largo de la Costa Sur, registrándose la variación más grande en Escuintla. En Sacatepéquez y en el departamento de Guatemala la temperatura aumenta alrededor de 0.5°C ; mientras que más al norte, especialmente sobre Quiché, Alta Verapaz, Izabal, gran parte de Petén y departamentos del oriente la temperatura desciende. Izabal es el departamento con la temperatura más baja, descendiendo casi 2°C de la temperatura promedio de toda la temporada de lluvias. Ahora bien, revisando la distribución de la actividad convectiva, resulta evidente que el aumento (y descenso) de la temperatura comparten la misma distribución espacial.

4.1.3.3. Fase 3: Segundo máximo de precipitación

Las condiciones de la precipitación al final de la canícula se muestran en la Figura 4.6 (e). En esta imagen se ve, de manera inmediata, que hay un aumento en la precipitación. Esto sucede no sólo en las regiones donde previamente se registró una disminución, sino en toda la región en general. Puede notarse que hay un aumento en la precipitación sobre la parte del Caribe y sobre Petén, por ejemplo. Sin embargo, aunque la lluvia ahora se distribuye en todo el país, la intensidad de esta no aumenta de manera significativa sobre toda la región.

Si se analiza, ahora las variaciones de la presión superficial y el viento, en Figura 4.6 (f), se encuentra que un punto de baja presión se sitúa en el mar Caribe mientras que en la región del Pacífico la presión es, más bien, alta. Esta marcada diferencia de presión superficial provoca que los vientos aumenten su velocidad, siendo los de esta fase los más fuertes, y se dirigen del sur-oeste hacia el nor-este, donde se ubica el punto de baja presión.

Al revisar la actividad convectiva, en la Figura 4.7 (e), esta permanece sin mayores cambios en la mayoría del territorio guatemalteco. Sin embargo, puede apreciarse de esta Figura que la actividad convectiva disminuye sobre el Altiplano, la parte sur del departamento de Guatemala, la mayor parte de Jalapa y el norte de Santa Rosa. Por otra parte, la precipitación provocada por convección se incrementa en la Costa Sur, especialmente en Escuintla y el sur de Santa Rosa; también sobre el norte del Quiché, Huehuetenango y la parte norte del Petén. Debe notarse que también aumenta de manera considerable sobre el mar Caribe e Izabal. En cuanto a la precipitación no convectiva, en Figura 4.7 (f), esta aumenta, principalmente en Huehuetenango, el Quiché, las Verapaces y una parte de El Progreso, sobre áreas con formaciones montañosas, como los Cuchumatanes y la Sierra de las Minas. De manera que la humedad que es transportada por el viento desde el Pacífico choca contra las formaciones montañosas y luego se precipita, generando lluvia orográfica.

Finalmente, la temperatura superficial desciende considerablemente a lo largo de todo el país. El descenso más significativo se da sobre la Costa Sur; mientras que sobre Izabal y el Caribe, la temperatura aumenta ligeramente, como puede verse en la Figura 4.8 (e). Ahora bien, estos cambios de temperatura no pueden ligarse a la actividad convectiva, pues comparando ambas distribuciones espaciales, estas son muy diferentes. Esta distribución de la temperatura, la poca variación de la

actividad convectiva y el aumento significativo de la precipitación permite asumir que esta última aumenta por el exeso de humedad que es trasportada de la región sur-oeste del país.

4.2. Comparación con datos de estaciones meteorológicas

En esta sección se hace una breve evaluación del comportamiento del modelo climático utilizado, el RegCM, con los valores tomados *in situ* por las estaciones meteorológicas ubicadas en cuatro lugares diferentes. El principal objetivo de esta evaluación es obtener, de manera preliminar, una pista de los fallos y aciertos que tiene el modelo al utilizarse sobre ciertas regiones del territorio guatemalteco.

El procedimiento que se siguió fue muy sencillo: a partir de los datos de las estaciones meteorológicas se calculó el promedio mensual de las variables de interés, para cada uno de los años entre el 2011-2016. Usando estos valores se calculó el promedio, para obtener el comportamiento general de las variables de interés para los años antes mencionados. Seguidamente, para utilizar los resultados de RegCM, se calculó un área con un radio no mayor a 32km alrededor de la ubicación de la estación meteorológica (longitud, latitud) dentro de la cual se consideró que las mediciones de la estación son válidas. Teniendo el área delimitada, se calculó el promedio mensual; para luego tomar el promedio sobre todos los años. De esta manera se obtiene el comportamiento general de las variables de interés generadas por el modelo. Ya con las dos series de datos, para ambas variables, precipitación acumulada (en mm) y temperatura (en °C), se hizo una gráfica para cada uno los resultados obtenidos de las estaciones y del modelo, como se muestran en las Figuras 4.9 y 4.10.

En las subsecciones que siguen se hará una descripción más detallada de la ubicación y el criterio de selección para las estaciones y el análisis de los resultados obtenidos.

4.2.1. Nombre y ubicación de las estaciones utilizadas

Se eligieron cuatro estaciones meteorológicas con las cuales fuera sencillo evaluar el desempeño del modelo en lugares con montaña y sin montaña; además de

evaluar el comportamiento del mismo en las Costas del Caribe y el Pacífico. Las estaciones meteorológicas, que cumplieron con uno de los criterios mencionados, fueron seleccionadas dentro de las bases de datos del Instituto Nacional de Sismología Vulcanología e Hidrología (INSIVUMEH) y del Instituto del Cambio Climático (ICC).

Para evaluar el desempeño del modelo en el Caribe, se escogió una estación en Puerto Barrios, identificada como *Puerto Barrios*, y otra en Escuintla, identificada con el nombre *Bonanza*, para comparar en el Pacífico. En cuanto a la zona montañosa, se eligió una estación ubicada en Quetzaltenango, identificada como *Labor Ovalle* y para el terreno plano se seleccionó una en Petén, identificada como *Flores*. La información de las estaciones seleccionadas, la base de datos a la que pertenecen y sus coordenadas geográficas se resumen en la Tabla (4.3).

Tabla 4.3. Nombre, departamento y coordenadas geográficas de las estaciones meteorológicas utilizadas, además se menciona la entidad meteorológica a la que pertenece dicha estación. *Fuente: Elaboración propia.*

Nombre	Latitud	Longitud	Departamento	Institución
Bonanza	14.08°	−91.19°	Escuintla	ICC
Flores, Aeropuerto	16.91°	−89.87°	Petén	INSIVUMEH
Lab. Ovalle	14.87°	−91.51°	Quetzaltenango	INSIVUMEH
Pto. Barrios	15.74°	−88.59°	Izabal	INSIVUMEH

4.2.2. Comportamiento de RegCM

Para evaluar la forma en que el modelo se comporta, se decidió trabajar con dos variables: precipitación acumulada y temperatura superficial. Como se explicó al principio de esta sección, el procedimiento fue tomar el promedio mensual de los seis años, usando los datos observados y simulados, para producir gráficas similares a las que muestra [11]. El objetivo de dichas gráficas es evaluar, de manera cualitativa, el comportamiento del modelo sobre terrenos montañosos contra no montañosos y terrenos donde haya influencias de los océanos.

Las Figuras 4.9 y 4.10 muestran los ciclos anuales de precipitación total y temperatura superficial para cada uno de los lugares evaluados.

En términos de la precipitación, puede verse que para el caso de Puerto Barrios y Bonanza, Figura 4.9 (a) y (b), RegCM reproduce la magnitud de las lluvias de manera bastante acertada. Sin embargo, en Puerto Barrios el modelo sobrestima la precipitación en la temporada de marzo a junio y la subestima entre agosto y febrero. Por otro lado, en Bonanza se subestima en la temporada de mayo a noviembre, mientras sobrestima ligeramente de diciembre a abril. Evaluando para Flores y Labor Ovalle, en Figura 4.10 (a) y (c), sucede que, para Flores el modelo subestima la precipitación a lo largo del año; mientras que en Labor Ovalle el modelo sobrestima la magnitud de la precipitación también, a lo largo del año.

Por otro lado, la temperatura en Puerto Barrios, Figura 4.9 (b), es subestimada durante todo el año, al contrario que en Bonanza, Figura 4.9 (d), en la que se sobrestima en casi 4 °C. Mientras en Flores, Figura 4.10 (b), la temperatura es ligeramente subestimada entre mayo y agosto; disminuyendo menos de 1 °C. Finalmente, para el caso de Labor Ovalle, la temperatura es sobrestimada, principalmente, en los meses de diciembre hasta agosto.

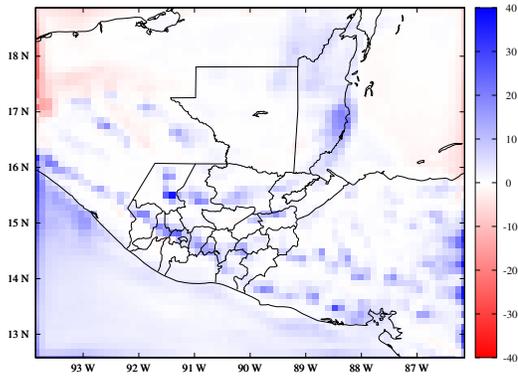
Para tener una descripción más detallada del desempeño del modelo, éste se evaluó en la temporada de lluvias y en la seca. Para esto, se calculó el error relativo de los valores obtenidos de la simulación respecto a los observados para cada uno de los meses y luego se promedió para cada temporada. Con este parámetro se hace más sencillo valorar el comportamiento del modelo, pues permite darle un valor cuantitativo a las diferencias entre cada una de las series de datos; y también permite identificar si sobrestima o subestima los valores. El resultado se da en la Tabla (4.4), de la cual puede decirse que:

- En Escuintla el modelo falla considerablemente al reproducir las condiciones de precipitación para la temporada seca, mientras que en la temporada lluviosa subestima en menor manera la precipitación. En cuanto a la temperatura, el comportamiento es que esta se sobrestima a lo largo del año no más allá del 15 % respecto del valor observado.
- Para Flores, Petén, la precipitación se sobrestima durante todo el año. Aunque en la temporada lluviosa el modelo tiende a fallar un poco más. Ahora bien, el modelo reproduce bastante bien la temperatura a lo largo del año, habiendo una variación (más o menos) de uno por ciento respecto a lo medido por la estación.

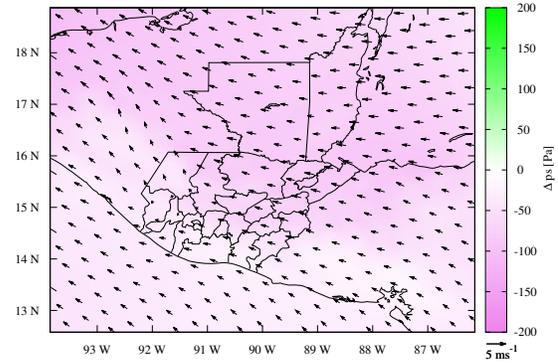
- Para los datos de Quetzaltenango, el modelo tiende a sobrestimar ambas variables durante todo el año, desempeñándose mejor durante la época lluviosa.
- En Puerto Barrios, el modelo sobrestima en casi cinco por ciento la precipitación durante la temporada lluviosa y la subestima en la temperatura seca. Mientras tanto, la temperatura es subestimada durante todo el año.

Tabla 4.4. Error relativo de la simulación respecto a los valores observados para cada estación meteorológica. Se muestran los valores correspondientes a precipitación y temperatura para todo el año (an.) y durante la temporada de lluvias, de mayo a octubre (may. - oct.), y la temporada seca, de noviembre a abril (nov. - abr.). El valor positivo del error relativo indica que el modelo sobrestima la variable y el valor negativo, que los subestima. *Fuente: Elaboración propia.*

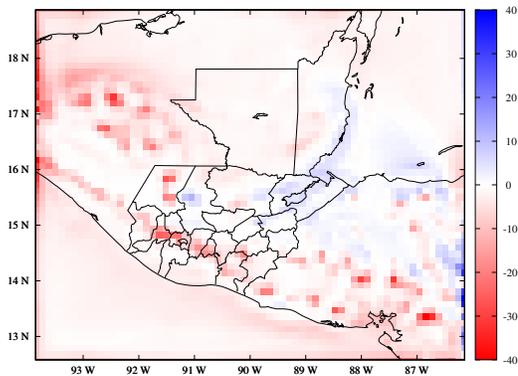
Estación	Error relativo					
	Precipitación			Temperatura		
	may. - oct.	nov. - abr.	an.	may. - oct.	nov. - abr.	an.
Bonanza	-14.0 %	762.5 %	379.3 %	10.3 %	12.2 %	11.3 %
Flores	-54.4 %	-21.7 %	38.0 %	-1.0 %	1.4 %	0.39 %
Lab. Ovalle	3.9 %	55.3 %	2960.4 %	0.9 %	6.2 %	3.57 %
Pto. Barrios	4.5 %	-8.9 %	-2.23 %	-6.7 %	-5.2 %	-5.9 %



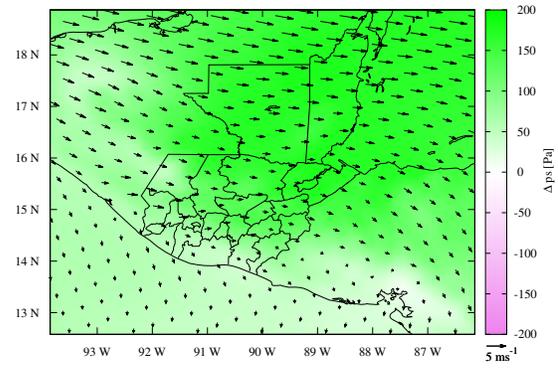
(a) Fase 1: Anomalía en precipitación.



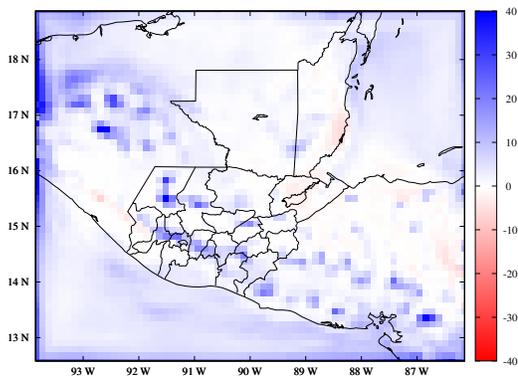
(b) Fase 1: Anomalía en dirección del viento y presión superficial.



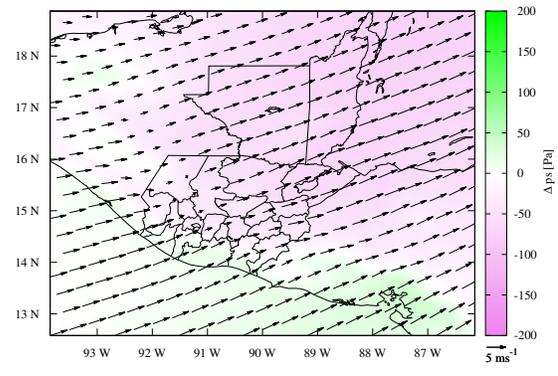
(c) Fase 2: Anomalía en precipitación.



(d) Fase 2: Anomalía en dirección del viento y presión superficial.

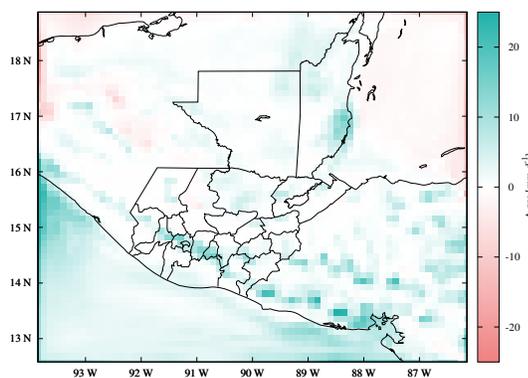


(e) Fase 3: Anomalía en precipitación.

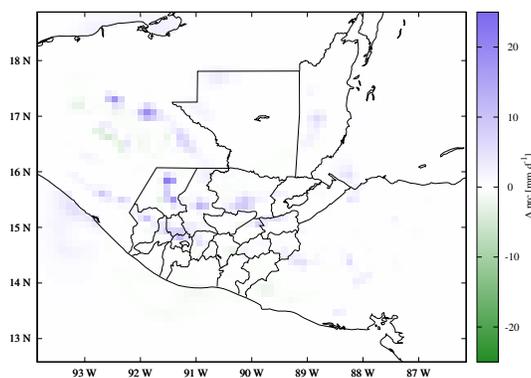


(f) Fase 3: Anomalía en dirección del viento y presión superficial.

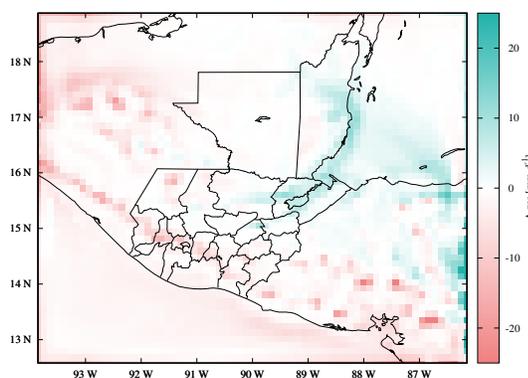
Figura 4.6. Anomalías promedio de precipitación, viento y presión superficial. En las figuras (a), (c), (e) se muestra la diferencia de precipitación, en mm d^{-1} , para cada una de las fases; el exceso de lluvia se colorea a color azul y el déficit a color rojo. En las figuras (b), (d), (f) se muestra la diferencia de presión superficial para cada una de las fases; se colorean las áreas de presión alta con color verde y las áreas de baja presión con color violeta. Además se muestra la dirección y magnitud del viento a altura del suelo. Se muestra, además, en la esquina inferior izquierda, la escala del vector de viento que corresponde a los 5 ms^{-1} . Fuente: *Elaboración propia*.



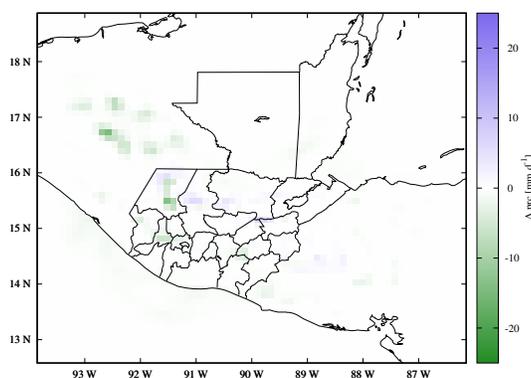
(a) Fase 1: Anomalia en precipitación convectiva.



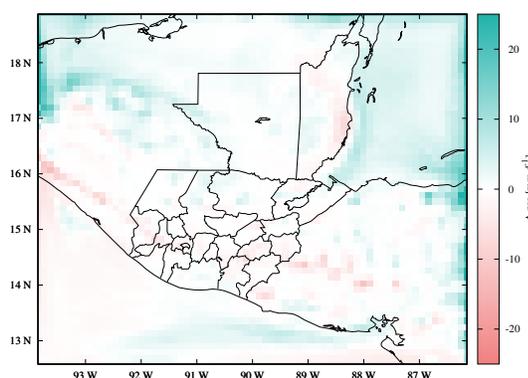
(b) Fase 1: Anomalia en precipitación no convectiva.



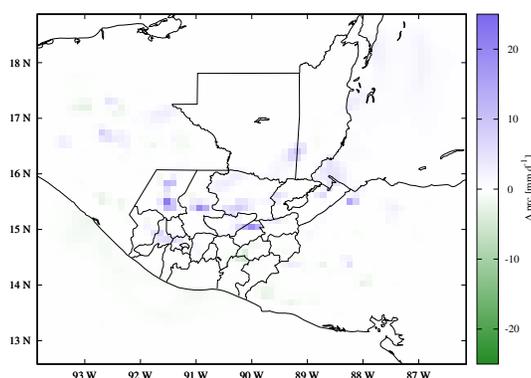
(c) Fase 2: Anomalia en precipitación convectiva.



(d) Fase 2: Anomalia en precipitación no convectiva.

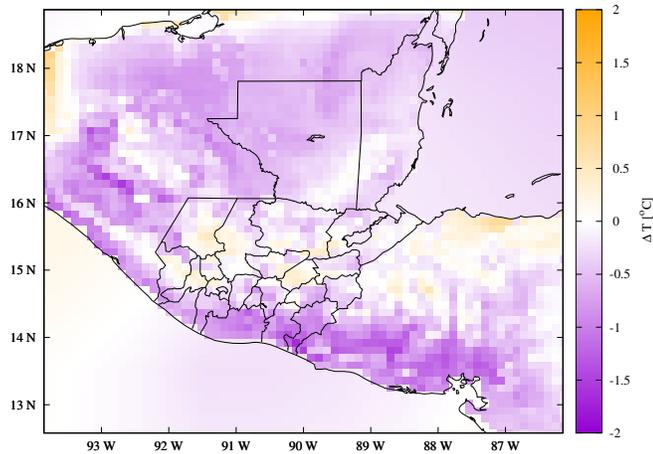


(e) Fase 3: Anomalia en precipitación convectiva.

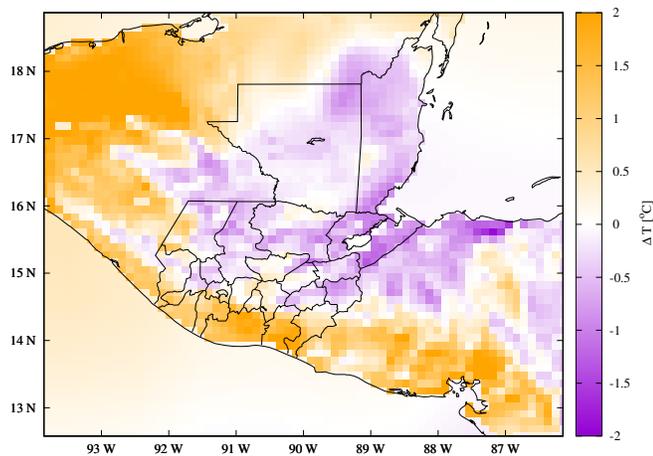


(f) Fase 3: Anomalia en precipitación no convectiva.

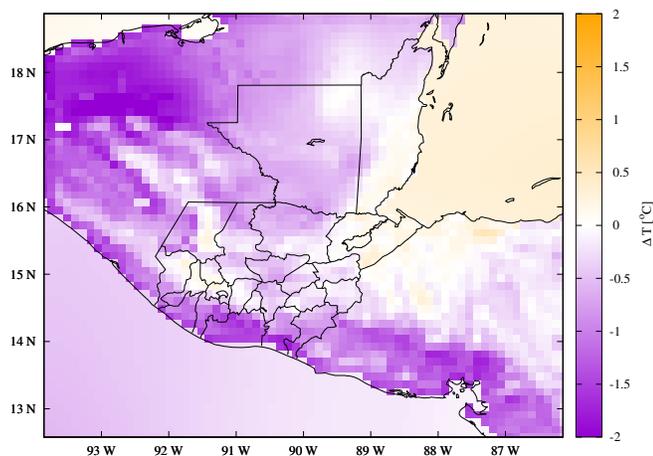
Figura 4.7. Anomalías de precipitación convectiva y no convectiva. En las figuras (a), (c), (e) se muestra la diferencia precipitación convectiva, en mm d^{-1} , para cada una de las fases; para exceso de precipitación se utiliza el color turquesa y para déficit color salmón. En las figuras (b), (d), (f) se muestra la precipitación no convectiva, en mm d^{-1} , para cada una de las fases; se colorean las áreas con exceso precipitación con color azul y las áreas con déficit de color verde. *Fuente: Elaboración propia.*



(a) Fase 1: Anomalía en temperatura superficial.

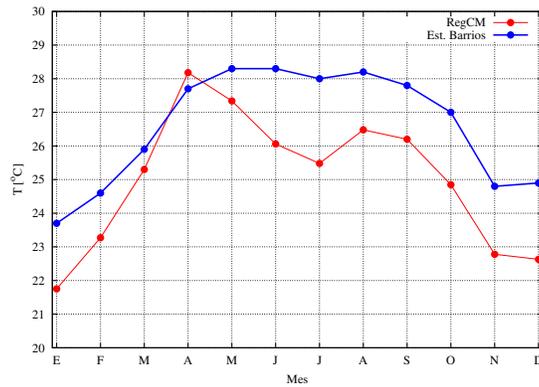
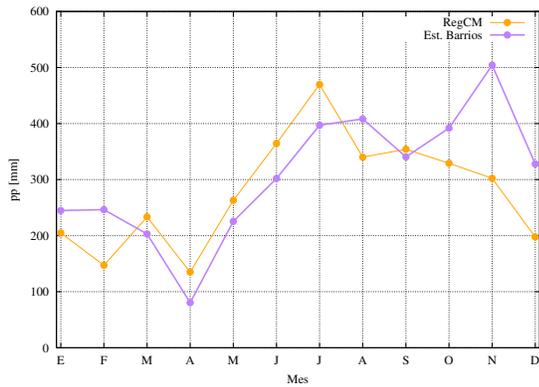


(b) Fase 2: Anomalía en temperatura superficial.



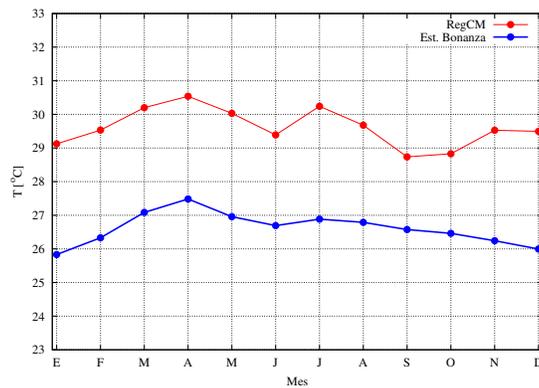
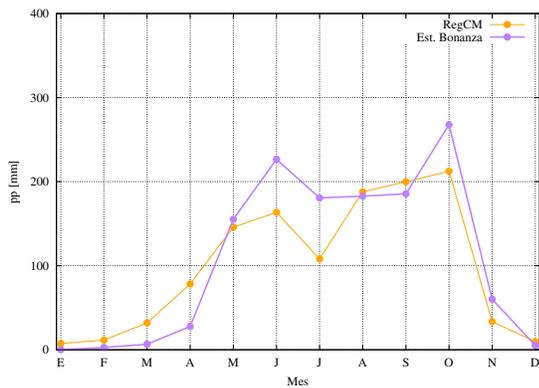
(c) Fase 3: Anomalía en temperatura superficial.

Figura 4.8. Anomalías promedio de temperatura superficial. En las figuras (a), (b), (c) se muestra la diferencia de temperatura, en °C, para cada una de las fases; para altas temperaturas se utiliza el color naranja y para bajas color violeta. *Fuente: Elaboración propia.*



(a) Precipitación mensual promedio. Puerto Barrios

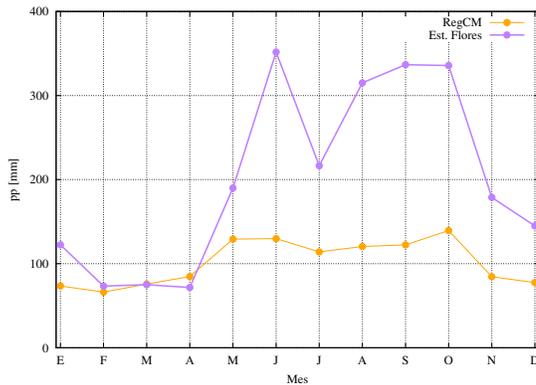
(b) Temperatura mensual promedio. Puerto Barrios.



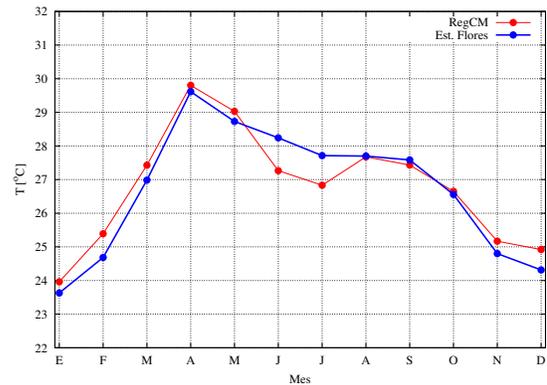
(c) Precipitación mensual promedio. Bonanza.

(d) Temperatura superficial mensual promedio. Bonanza.

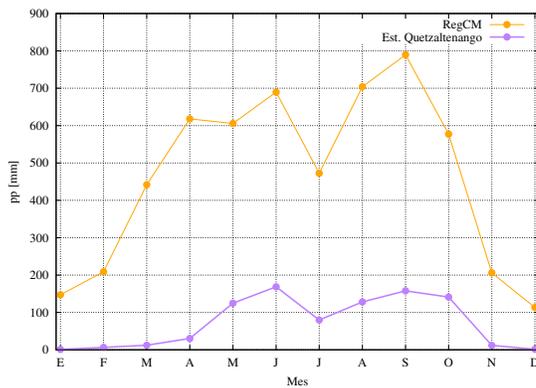
Figura 4.9. Comparación de los datos observados y simulados utilizando *RegCM* en las estaciones de Puerto Barrios (a) y (b); y Bonanza (c) y (d). En (a) y (c) se grafica la precipitación mensual acumulada, en mm, se utiliza la línea violeta para los datos observados y la naranja para los datos simulados. En (b) y (d) se grafica la temperatura superficial, en °C, la línea roja representa los datos simulados y la azul los observados. *Fuente: Elaboración propia.*



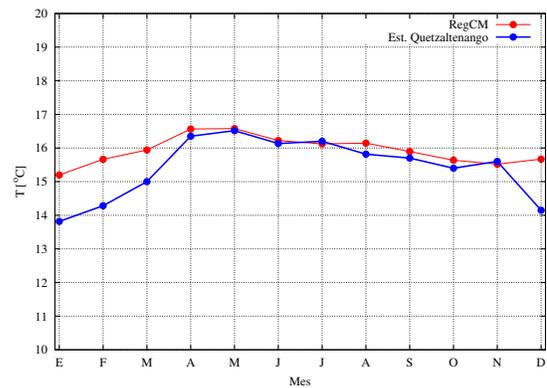
(a) Precipitación mensual promedio. Flores.



(b) Temperatura superficial mensual promedio. Flores.



(c) Precipitación mensual promedio. Labor Ovalle.



(d) Temperatura superficial mensual promedio. Labor Ovalle.

Figura 4.10. Comparación entre los datos observados y simulados utilizando *RegCM* en las estaciones de Flores (a) y (b); y Labor Ovalle (c) y (d). En (a) y (c) se grafica la precipitación mensual acumulada, en mm, se utiliza la línea violeta para los datos observados y la naranja para los datos simulados. En (b) y (d) se grafica la temperatura superficial, en °C, la línea roja representa los datos simulados y la azul los observados. *Fuente: Elaboración propia.*

CONCLUSIONES

1. La temporada de lluvias en Guatemala tiene inicio en mayo y finaliza en octubre. Se caracteriza por tener dos máximos de precipitación; el primero en junio y el segundo en septiembre u octubre, período durante el cual se registra una disminución en la precipitación, llegando a su valor mínimo durante el mes de julio.
2. Durante la canícula las regiones en donde la disminución de precipitación es más marcada se ubican principalmente en las costas del Pacífico, el Altiplano, la región central; no habiendo cambio significativo sobre el oriente del país.
3. Durante los seis años estudiados, la canícula tiene una duración de seis quincenas; iniciando en la primera quincena de junio y finalizando en la segunda quincena de septiembre. Durante este período se registra una disminución en las lluvias que alcanza el 32.7 %, lo que indica que la presencia de la canícula no es la sequía total sino, más bien, la disminución en la cantidad y la magnitud de los eventos de precipitación.
4. Antes que la canícula empiece, el aumento de lluvias se produce tanto por actividad convectiva, como por la orografía. Las condiciones de presión baja sobre el país favorecen el transporte de humedad desde el Océano Pacífico hacia la Costa Sur y el Altiplano guatemalteco, lo que provoca presencia de lluvia orográfica, sobre todo en las regiones del Occidente. Además, se registra un descenso de la temperatura superficial sobre la mayor parte del país, relacionado a la presencia de alta nubosidad provocado por el incremento de la actividad convectiva.
5. Durante el período en que se establece la canícula, la actividad convectiva disminuye en la mayor parte del territorio. Se experimentan condiciones de alta presión sobre todo el territorio, lo que favorece vientos hacia el sur-este, lo que provoca el transporte de humedad fuera del país. En este período la temperatura aumenta considerablemente sobre la Costa Sur y la distribución

espacial de este incremento puede relacionarse con la distribución de la actividad convectiva durante esta época.

6. Al final de la canícula, la precipitación aumenta en la mayor parte del país habiendo un aumento en la actividad convectiva sobre el Caribe, en donde se instala un punto de baja presión causando la intensificación del viento con dirección noreste, mientras que la temperatura disminuye considerablemente en todo el territorio guatemalteco. Esta disminución de temperatura, sin embargo, no puede relacionarse con el incremento de la actividad convectiva, pues la distribución espacial de ambas variables no coincide en lugar y magnitud; en cambio puede relacionarse con el incremento de la entrada de humedad proveniente del Pacífico.
7. El segundo máximo de precipitación, que sucede al terminar la canícula, se debe no sólo a el aumento de eventos de precipitación sino, también, a que las lluvias se extienden sobre una mayor área del país.
8. La orografía tiene un papel determinante en la distribución espacial de la lluvia no sólo durante la canícula, sino de toda la temporada de lluvias en general. Esto se debe a que, independientemente de la fase en que se encuentre la precipitación, la orografía se encarga de hacer un efecto de barrera a la lluvia, provocando lluvias a un lado preferente de las cadenas montañosas.
9. El modelo climático RegCM sobrestima la precipitación y temperatura durante el período lluvioso en el área con topografía complicada, mientras que en el área plana tiende a subestimarlos. Siendo la mejor representación la que se da sobre el área plana, con un error anual del 38.0% en la precipitación y del 0.39% en la temperatura superficial.
10. En el área del Caribe, RegCM subestima la precipitación durante la época seca y la sobrestima en la lluviosa; mientras que la temperatura es subestimada durante todo el año. El comportamiento que el modelo presenta cerca del Pacífico es contrario al que tiene en el Caribe. En este caso, el mejor desempeño del modelo toma lugar en el área cercana al Caribe con un error anual del -2.23% en la precipitación y del -5.90% en la temperatura superficial.

RECOMENDACIONES

1. Debido a la poca cantidad de años simulados y la cantidad de estaciones meteorológicas utilizadas, el estudio comparativo del desempeño del modelo debe tomarse solamente como una guía preliminar que permita dar una pista de las deficiencias de las parametrizaciones utilizadas en este trabajo.
2. En virtud de la recomendación anterior, es necesario hacer un estudio en el que se considere una mayor cantidad de años (al menos 10) y una mayor cobertura de estaciones. De esta manera se podrá obtener información estadística lo suficientemente robusta que permita obtener una mejor descripción del desempeño del modelo sobre el territorio guatemalteco.
3. Aunque en este trabajo se obtuvo información valiosa a cerca de las características de la canícula, como la magnitud y duración, es necesario comparar los resultados de estos estudios con informes o publicaciones producidos por el servicio meteorológico nacional, si existen. Esto permitirá, primero, evaluar la validez de los resultados y, segundo, conocer y contrastar los términos y definiciones utilizados en este trabajo y los utilizados por el servicio meteorológico, lo cual podrá enriquecer estudios futuros pues podrán realizarse utilizando un lenguaje más homogéneo.
4. El dominio que se utilizó para este trabajo fue de 60×70 puntos, suficiente para cubrir por completo el territorio guatemalteco. Sin embargo, el tamaño de este dominio no permitió realizar estudios sobre el mar Caribe o el Océano Pacífico, que podría dar pistas interesantes en términos de las SST, el transporte de humedad y la migración de la ITCZ que puedan estar directamente ligados a las variaciones climáticas sobre el país, por lo cual se sugiere utilizar un dominio más grande.
5. Debido a que la canícula es un fenómeno regional que responde a variaciones climáticas de escala global, sería de mucha utilidad hacer estudios de la co-

rrelación entre la duración y magnitud de la canícula y fenómenos externos, como el Fenómeno del Niño o la presencia de la temporada ciclónica.

BIBLIOGRAFÍA

- [1] Amanda H. Lynch, J. J. C. (2006). *Applied atmospheric dynamics*. J. Wiley.
- [2] Anthes, R. A. (1977). A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model. *Monthly Weather Review*, 105(3):270–286.
- [3] Benoit Cushman-Roisin, J.-M. B. (2011). *Introduction to Geophysical Fluid Dynamics: Physical and Numerical Aspects*. Introduction to Geophysical 101. Academic Press, 2nd edition.
- [4] Craig F. Bohren, B. A. A. (1998). *Atmospheric Thermodynamics*. Oxford University Press.
- [5] Dickinson, E., Henderson-Sellers, A., and Kennedy, J. (1993). Biosphere-atmosphere transfer scheme (bats) version 1e as coupled to the near community climate model. *NCAR Technical Note NCAR/TN-387+STR*.
- [6] Dickinson, R. E., Errico, R. M., Giorgi, F., and Bates, G. T. (1989). A regional climate model for the western united states. *Climatic Change*, 15(3):383–422.
- [7] Dudhia, J. and Bresch, J. F. (2002). A global version of the psu–ncar mesoscale model. *Monthly Weather Review*, 130(12):2989–3007.
- [8] Elguindi, N., Bi, X., Giorgi, F., Nagarajan, B., Pal, J., Solmon, F., Rauscher, S., Zakey, A., O’Brien, T., Nogherotto, R., and Giuliani, G. (2014). *Regional Climate Model RegCM Reference Manual Version 4.5*. Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics, Earth System Physics Section -ESP.
- [9] Emanuel, K. A. (1991). A scheme for representing cumulus convection in large-scale models. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 48(21):2313–2329.
- [10] Giorgi, F. (1990). Simulation of regional climate using a limited area model nested in a general circulation model. *Journal of Climate*, 3(9):941–963.

- [11] Giorgi, F., Coppola, E., Solmon, F., Mariotti, L., Sylla, M. B., Bi, X., Elguindi, N., Diro, G. T., Nair, V., Giuliani, G., Turuncoglu, U. U., Cozzini, S., Güttler, I., O'Brien, T. A., Tawfik, A. B., Shalaby, A., Zakey A, S., Steiner, A. L., Stordal, F., Sloan L, C., and Brankovic, C. (2012). Regcm4: model description and preliminary tests over multiple cordex domains. *Climate Research*, 52:31–48.
- [12] Giorgi, F., Marinucci, M. R., and Bates, G. T. (1993a). Development of a second-generation regional climate model (regcm2). part i: Boundary-layer and radiative transfer processes. *Monthly Weather Review*, 121(10):2794–2813.
- [13] Giorgi, F., Marinucci, M. R., Bates, G. T., and Canio, G. D. (1993b). Development of a second-generation regional climate model (regcm2). part ii: Convective processes and assimilation of lateral boundary conditions. *Monthly Weather Review*, 121(10):2814–2832.
- [14] Giorgi, F. and Mearns, L. O. (1999). Introduction to special section: Regional climate modeling revisited. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 104(D6):6335–6352.
- [15] Giorgi F. (2006). Regional climate modeling: Status and perspectives. *J. Phys. IV France*, 139:101–118.
- [16] Grell, G. A. (1993). Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Monthly Weather Review*, 121(3):764–787.
- [17] Holtslag, A. A. M., Bruijn, E. I. F. D., and Pan, H.-L. (1990). A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting. *Monthly Weather Review*, 118(8):1561–1575.
- [18] Karlsruhkas, K., Seager, R., Giannini, A., and Busalacchi, A. (2013). A simple mechanism for the climatological midsummer drought along the pacific coast of central america (edited by h. diaz). *Atmósfera*, 26(2).
- [19] Kendal McGuffie, A. H.-S. (2005). *A Climate Modelling Primer, Third Edition*. Wiley, 3 edition.
- [20] Kushnir, Y. (2000). *The Climate System: General Circulation and Climate Zones*. Univesity of Columbia. Recuperado de: http://eesc.columbia.edu/courses/ees/climate/lectures/gen_circ/.

- [21] Magaña, V., Amador, J. A., and Medina, S. (1999). The midsummer drought over Mexico and Central America. *Journal of Climate*, 12(6):1577–1588.
- [22] Marshall J., P. R. (2007). *Atmosphere, Ocean and Climate Dynamics*. International Geophysics 93. AP.
- [23] Oleson, K. W., Niu, G., Yang, Z., Lawrence, D. M., Thornton, P. E., Lawrence, P. J., Stöckli, R., Dickinson, R. E., Bonan, G. B., Levis, S., Dai, A., and Qian, T. (2008). Improvements to the community land model and their impact on the hydrological cycle. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 113(G1).
- [24] Pal, J. S., Giorgi, F., Bi, X., Elguindi, N., Solmon, F., Gao, X., Rauscher, S. A., Francisco, R., Zakey, A., Winter, J., Ashfaq, M., Syed, F. S., Bell, J. L., Diefenbaugh, N. S., Karmacharya, J., Konaré, A., Martinez, D., da Rocha, R. P., Sloan, L. C., and Steiner, A. L. (2007). Regional climate modeling for the developing world: The ictp regcm3 and regcnet. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 88(9):1395–1410.
- [25] Pal, J. S., Small, E. E., and Eltahir, E. A. B. (2000). Simulation of regional-scale water and energy budgets: Representation of subgrid cloud and precipitation processes within regcm. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D24):29579–29594.
- [26] Roger G. Barry, R. J. C. (2009). *Atmosphere, Weather and Climate, 9th Edition*. Routledge, 9th edition.
- [27] Rummukainen, M. (2015). Added value in regional climate modeling. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 7(1):145–159.
- [28] Satoh, M. (2014). *Atmospheric Circulation Dynamics and General Circulation Models*. Springer Praxis Books. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2 edition.
- [29] Small, R. J. O., de Szoeke, S. P., and Xie, S.-P. (2007). The central American midsummer drought: Regional aspects and large-scale forcing. *Journal of Climate*, 20(19):4853–4873.
- [30] Stocker, T. (2011). *Introduction to climate modelling*. Advances in Geophysical and Environmental Mechanics and Mathematics. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1 edition.

- [31] Tiedtke, M. (1993). Representation of clouds in large-scale models. *Monthly Weather Review*, 121(11):3040–3061.
- [32] Vallis, G. K. (2006). *Atmospheric and oceanic fluid dynamics. Fundamentals and large-scale circulation*. Cambridge University Press.
- [33] Zeng, X., Zhao, M., and Dickinson, R. E. (1998). Intercomparison of bulk aerodynamic algorithms for the computation of sea surface fluxes using toga coare and tao data. *Journal of Climate*, 11(10):2628–2644.