

UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA  
INSTITUTO DE INGENIERÍA

**Maestría y Doctorado en Ciencias e Ingeniería**



# Evaluación del modelo WRF bajo parametrizaciones de capa límite sobre la región fronteriza de Baja California, México.

---

Tesis que para obtener el grado de  
Maestro en Ciencias presenta:

**José Ernesto López Velázquez**

Director de tesis:

**Dr. Onofre Rafael García Cueto**

Codirector de tesis:

**Dr. Alejandro Adolfo Lambert Arista**

Mexicali, Baja California, México.

Noviembre, 2018.



# INSTITUTO DE INGENIERÍA

## Índice

Evaluación del modelo WRF bajo parametrizaciones de capa límite sobre la región fronteriza de Baja California, México.....	4
Resumen:.....	4
CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN.....	5
1.2 Hipótesis.....	10
1.3 Objetivos .....	10
1.4 Antecedentes de la implementación del modelo WRF.....	10
CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO.....	13
2.1 La Capa límite planetaria.....	13
2.2 Modelos de pronóstico .....	16
2.3 Descripción general del modelo WRF .....	17
2.4 Parametrizaciones de un modelo.....	21
2.5 Parametrizaciones físicas en el modelo WRF.....	22
2.6 Parametrizaciones de PBL.....	24
CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA Y DATOS .....	27
3.1 Región de estudio.....	27
3.2 Condiciones iniciales y de frontera .....	28
3.2 Datos observados.....	28
3.3 Dominios de las simulaciones .....	29
3.4 Configuración de los experimentos.....	31
3.5 Casos de estudio.....	34
3.6 Recursos materiales .....	35
3.7 Evaluación estadística .....	36
CAPÍTULO 4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN .....	39
4.1 Invierno .....	39
4.2 Verano .....	44
CAPÍTULO 5. CONCLUSIONES.....	51
Bibliografía .....	54

## **Evaluación del modelo WRF bajo parametrizaciones de capa límite sobre la región fronteriza de Baja California, México.**

### **Resumen:**

La región fronteriza del norte de Baja California, México y sur de California, EUA., se caracteriza por tener una gran variación topográfica y abarcar en su extensión, diversos climas y la influencia del Océano Pacífico. La dinámica de dichas condiciones naturales, favorece el estudio de la interacción de las capas bajas de la atmósfera y los sistemas de orografía compleja. Con la finalidad de evaluar la configuración de parametrizaciones de Capa Límite Planetaria (PBL, por sus siglas en inglés) del modelo Weather Research and Forecasting (WRF), más adecuada para la región de estudio, se realizaron 12 simulaciones numéricas a partir de datos iniciales de Análisis Global Operacional Final (FNL, por sus siglas en inglés) de NCEP y los datos de The North American Mesoscale Forecast System (NAM), bajo 3 distintas opciones de parametrización físicas de PBL, a una resolución espacial de 2.3 km y temporal de 30 minutos. Fue simulado y analizado un periodo corto durante el invierno, que comprendió el desplazamiento de un sistema frontal sobre la región, y un periodo de verano que abarcó días muy cálidos durante la interacción del monzón de Norte América. El desempeño del modelo para simular las variables de temperatura, humedad relativa, velocidad y dirección del viento, fue evaluado con los datos medidos en superficie por la estación meteorológica del Instituto de Ingeniería UABC-Mexicali. Los resultados en ambos periodos muestran buen desempeño de las simulaciones, particularmente bajo dos opciones de PBL, donde se obtuvieron valores de  $R^2 > 0.8$  en las variables de humedad y temperatura. Las velocidades y direcciones del viento, mostraron la evaluación estadística menos favorable, y salvo algunas excepciones observadas en la comparación gráfica de lo estimado contra los datos medidos, el comportamiento de la variable fue simulado satisfactoriamente. En síntesis, a pesar de sus recurrentes sobrestimaciones en periodos cortos de cambio, se observó que el modelo WRF bajo datos iniciales NAM, con las parametrizaciones “Mellor-Yamada-Janjic” y “Modelo Convectivo Asimétrico2”, fue capaz de simular satisfactoriamente las variables de temperatura y humedad, durante los periodos analizados. Mientras que para las variables de velocidad y dirección del viento, la parametrización “Yonsei-University”, mostró los resultados más favorables, especialmente en temporada de invierno.

## **CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN**

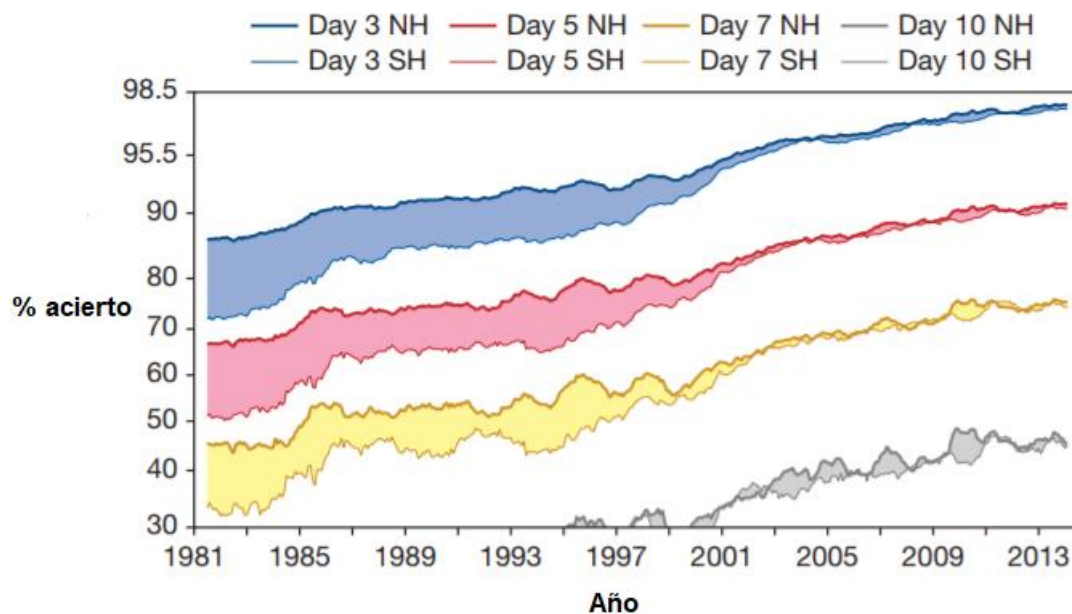
Un pronóstico meteorológico tiene como propósito principal, predecir el comportamiento de la atmósfera en un determinado sitio para un cierto tiempo a futuro. Diariamente se realizan alrededor del mundo, pronósticos del tiempo que son utilizados como una importante herramienta de apoyo en diferentes actividades en la industria del transporte, navegación, energía, agricultura, protección civil, etc. Esta situación a su vez, demanda la necesidad de distintos tipos de pronósticos especializados de acuerdo a las diferentes necesidades del usuario, lo cual se traduce en la búsqueda de mejoras en el desarrollo computacional de estos.

Un ejemplo actual de la aplicación de mejoras en el desarrollo del pronóstico meteorológico computacional, radica en el área del aprovechamiento de recursos renovables; en el caso específico de la energía eólica y la demanda de fuentes de energías limpias, existen algunos obstáculos que limitan su desarrollo; una de las principales problemáticas en el aprovechamiento de la energía eólica, es la carencia de modelos de pronósticos computacionales de alta resolución que permitan simular con precisión el potencial de viento de una región, y en ocasiones, el efecto e influencia de los sistemas meteorológicos de mesoescala que generan variaciones en las velocidades del viento a corto plazo (Surussavade y Wu, 2015).

Los usuarios más familiarizados y los elaboradores de reportes meteorológicos, saben que uno de los más importantes desafíos de un buen modelo de pronóstico computacional, son los problemas en los valores iniciales. Cuando se corre (integra en el tiempo) un pronóstico meteorológico computacional, se pueden simular dadas las observaciones meteorológicas de las condiciones de las últimas 24 horas, la evolución de la atmósfera en las siguientes horas. Por lo tanto, dado que el tiempo de integración de un modelo atmosférico es considerado un problema de valor inicial, un modelo computacional para ser capaz de pronosticar adecuadamente, debe de cumplir con dos aspectos principales: 1) representar de manera realista el comportamiento de la atmósfera mediante la simplificación de los procesos atmosféricos y 2) mayor precisión en las condiciones iniciales (Kalnay, 2003).

Según menciona autores como Kalnay, 2003 y Bauer et al. 2015, los modelos de predicción meteorológica, han mejorado su desempeño significativamente en los últimos 40 años (Fig.1), debido a factores como:

- El aumento en la capacidad de poder de cómputo, que a su vez ha permitido crear una resolución numérica más fina.
- El uso de métodos de mayor precisión para la asimilación de datos atmosféricos; principalmente obtenidos de vuelos y satélites sobre el océano y los polos.
- La mejora en la representación de procesos físicos de pequeña escala (nubosidad, turbulencia, transferencia de calor, humedad, energía y radiación), también conocidas como parametrizaciones físicas.



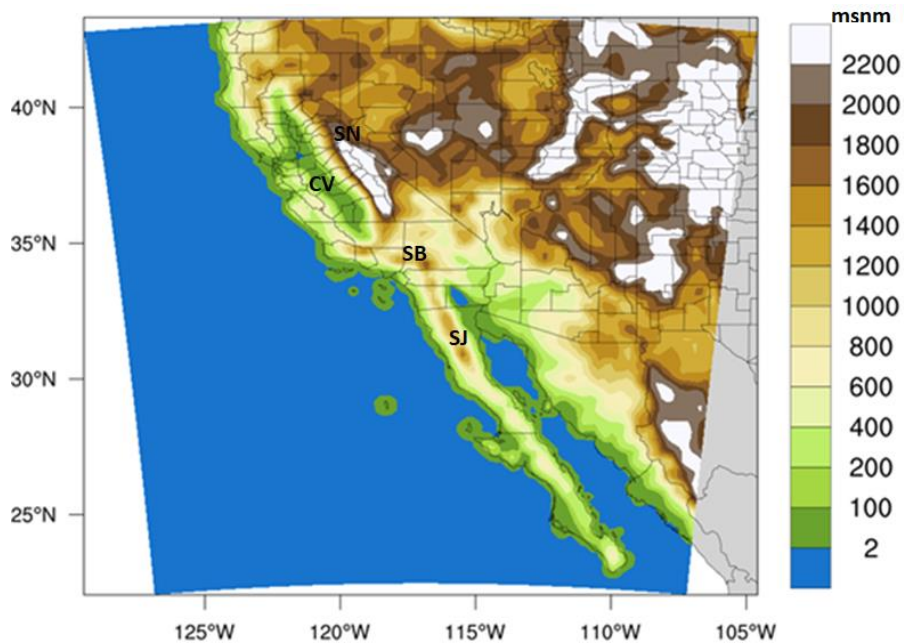
**Figura 1. Evolución de los pronósticos meteorológicos operacionales del hemisferio norte y sur. Modificada de Bauer et al. (2015).**

Las parametrizaciones físicas juegan un papel fundamental en la determinación y capacidad de predicción de un pronóstico meteorológico, pues en ellas se simplifica la representación de procesos físicos e interacciones en la atmósfera, que no pueden ser resueltos directamente por el modelo (Bauer et al., 2015). La mayor complejidad en las parametrizaciones, se da en los procesos de pequeña escala, pues entre otros factores de influencia, se encuentra la influencia de la topografía. La topografía en superficie es de gran importancia en la modelación de las regiones climáticas, pues podría llegar a contribuir en el cambio de la circulación dinámica atmosférica, así como en las interacciones entre la atmósfera y superficie en procesos de pequeña escala (Kapos, et al., 1990). A lo largo de las últimas décadas, el estudio de las interacciones de la

atmósfera con la superficie mediante la evaluación de modelos de pronóstico, ha demostrado que la complejidad topográfica de un terreno, puede ser un factor de gran influencia en la simulación adecuada de la humedad y el flujo de viento en superficie (Carvalho et al., 2012). Las áreas de terreno complejo, se pueden definir como superficies en donde existe una importante variación en el gradiente de altitud a lo largo de una corta extensión de kilómetros, y a su vez confluyen diferentes formas topográficas, tales como: colinas, montañas, planicies, valles, mesetas, etc. (Arnold et. al., 2012).

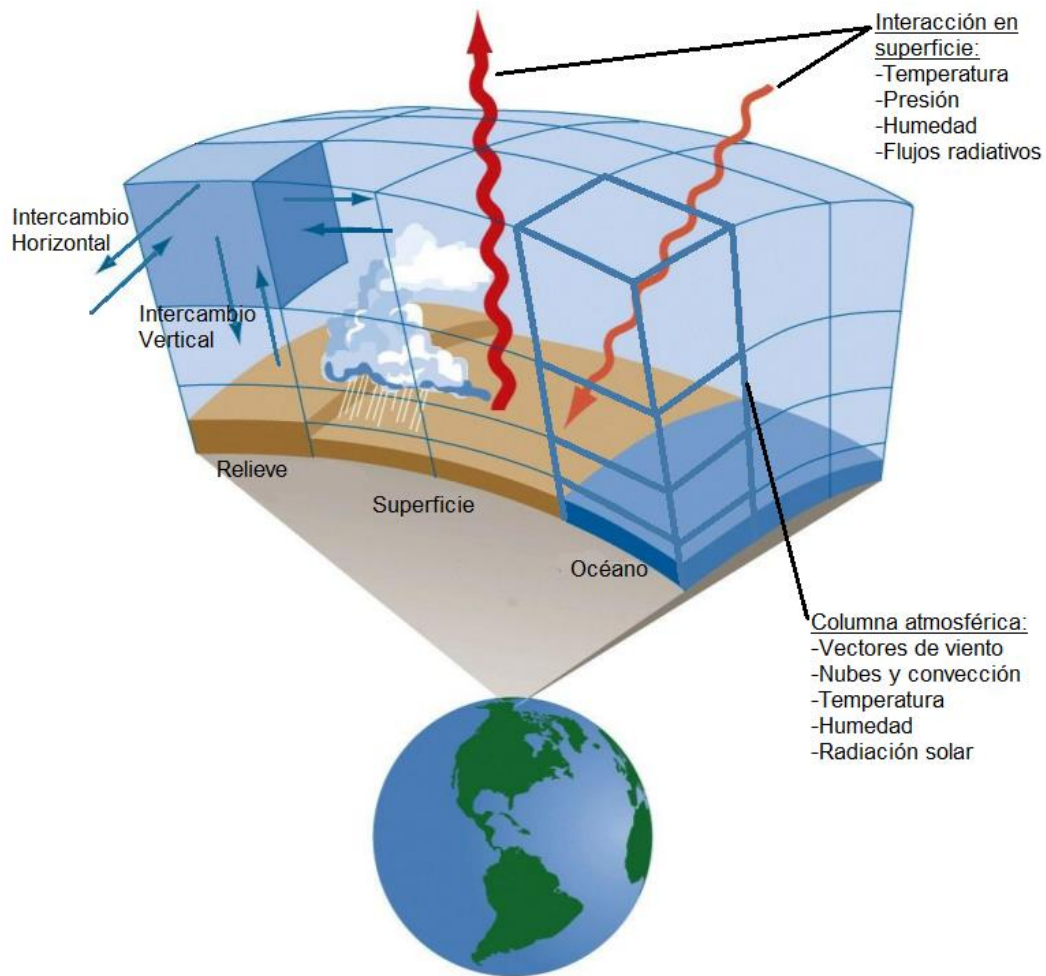
La zona suroeste de los Estados Unidos, es un ejemplo de las variaciones topográficas de un área considerada como terreno complejo; la región sur de California, E.U.A y el norte de Baja California, México (Figura. 2), cuenta con la influencia de la cadena montañosa de Sierra Nevada, extendida del noroeste al suroeste del estado; Central Valley, localizada entre Sierra Nevada y la cadena montañosa costera; al sur la región montañosa que conforma San Bernardino. De igual manera con similares características topográficas, la región colindante del norte de Baja California, tiene la influencia del sistema orográfico de la Sierra de Juárez, la cual tiene una longitud media de 140 kilómetros, con alturas de 90-1,700 msnm., se extiende de norte a sur y en la región de Ensenada, recibe el nombre de San Pedro Mártir. En esta sierra se encuentran picos importantes como la Providencia y la Encantada (a más de 3000 msnm), y separa la zona desértica al noreste del estado y la región de Valles al noroeste.

Por lo mencionado anteriormente, Baja California es considerado un terreno complejo que tiene la influencia directa del Océano pacífico, lo cual a su vez favorece variaciones en los regímenes climáticos y de vegetación entre la zona desértica, la región montañosa y zona costera (Durrenberger, 1968). Al existir un relieve tan complejo en esta región, resulta de interés particular para esta investigación, el estudio del acoplamiento de la capa límite planetaria (PBL, por sus siglas en inglés), y la capa superficial, dentro de un modelo de pronóstico computacional.



**Figura.2** Mapa de altura del terreno sobre el área de estudio. Sierra Nevada (SN), Central Valley (CV), San Bernardino (SB) y Sierra de Juárez (SJ). Elaboración propia.

Hoy en día, uno de los modelos meteorológicos más usados en la investigación, es el Weather Research and Forecasting (WRF). WRF es un modelo tipo no-hidrostático que resuelve las ecuaciones primitivas que controlan la circulación atmosférica, y permite pronosticar con una alta resolución, campos de presión, temperatura, humedad y viento en la atmósfera, entre otros parámetros. El modelo representa el estado de la atmósfera en una malla tridimensional en términos de variables fundamentales (Figura 3). Dada una condición inicial y de frontera, las ecuaciones del modelo se integran numéricamente para avanzar en el tiempo hacia condiciones futuras (Skamarock, 2008). Este modelo cuenta con la posibilidad de configuración de parámetros que influyen en los procesos atmosféricos a niveles bajos de la atmósfera y con la finalidad de definir adecuadamente sus características dentro de una malla de alta resolución, permite simular bajo distintos parámetros de microfísica, convección, radiación, capa superficial y capa límite planetaria, el comportamiento de distintas variables meteorológicas; esta última, también conocida como PBL es la parte más baja de la atmósfera, se encuentra en contacto directo con la superficie ya sea continente u océano y es afectada principalmente por ésta en una escala corta de tiempo.



**Figura 3. Representación general de la estructura 3D de un modelo meteorológico computacional. Modificada de Ruddiman (2001).**

Bajo el supuesto de que la implementación de una adecuada configuración de esquemas de parametrización de PBL podría favorecer la precisión de las simulaciones y pronósticos de las variables meteorológicas en niveles bajos de la atmósfera, este trabajo propone que mediante la simulación y análisis de dos periodos cortos, uno representativo de invierno y otro de verano, se implementen tres distintas opciones de parametrización de Capa Límite Planetaria (PBL), del modelo WRF y se evalúe la capacidad de este para pronosticar dentro de una malla de resolución 2.3 x 2.3 km, las variables de temperatura, humedad, dirección y velocidad del viento en superficie sobre un área de terreno complejo en la región fronteriza de Baja California, México. Finalmente con los resultados obtenidos, se dispondrá de la evaluación de los experimentos y configuraciones que mejor desempeño brinden. Con esta evaluación y la adecuada documentación de la metodología utilizada, usuarios futuros contarán con mayor objetividad en el proceso de selección de esquemas físicos del modelo para futuras simulaciones. Con esto, los pronósticos por temporadas o sistemas

meteorológicos similares a los estudiados en la región de Baja California, podrán ser pronosticados con menores valores sesgo, y por ende mejorar la precisión de los pronósticos operacionales.

## **1.2 Hipótesis**

La selección de un esquema de parametrización de PBL del modelo WRF, adecuado a la región climática de estudio y su complejidad topográfica, permite obtener una mejor simulación del comportamiento de las variables meteorológicas en superficie.

## **1.3 Objetivos**

### **1.3.1 General:**

-Realizar y evaluar el pronóstico meteorológico de alta resolución del modelo WRF, bajo diferentes esquemas de parametrización de PBL, para seleccionar el más adecuado a las condiciones climáticas y orográficas de la región fronteriza de Baja California.

### **1.3.2 Particulares:**

-Realizar la simulación de las variables meteorológicas con el modelo WRF para distintos periodos, que comprendan eventos meteorológicos de mesoescala relevantes en la región.

-Evaluar estadísticamente las simulaciones del modelo contra los datos medidos por la estación meteorológica de superficie.

- Describir los esquemas de parametrización que mejores resultados hayan obtenido al simular las variables meteorológicas en la región de estudio.

## **1.4 Antecedentes de la implementación del modelo WRF**

Desde el lanzamiento del WRF a finales de los 90's, la investigación y experimentación de las aplicaciones que el modelo computacional brinda, han ido en aumento. En los últimos años, diversos trabajos han continuado con el estudio e implementación del modelo, bajo distintos esquemas de configuraciones físicas en diversas zonas climáticas del planeta y con el principal propósito de mejorar las simulaciones de eventos de mesoescala y microescala.

Un claro ejemplo es el estudio de Flaounas et al. (2006) donde evaluaron la sensibilidad de dos parametrizaciones de PBL y tres de cumulus, durante el monzón africano mediante 6 experimentos. En el estudio se determinó que las parametrizaciones de PBL Mellor-Yamada-Janjic (MYJ) y Yonsei University (YSU) tienen efectos en la distribución vertical de temperatura y humedad y en la cantidad de precipitación. Con

este tipo de estudios, se abrió el camino hacia una evaluación exhaustiva de las posibles combinaciones de parametrizaciones físicas dentro del modelo WRF, con el propósito de determinar las más adecuadas de acuerdo a las regiones climáticas y orográficas de estudio.

En esta búsqueda de mejoras del pronóstico operacional, Hu et al. (2010) determinaron que las parametrizaciones de PBL representan un papel importante en la modelación de la contaminación del aire. En su estudio se evaluaron tres parametrizaciones, MYJ, YSU y Asymmetric Convective Model version 2 (ACM2); simularon tres meses de verano de 2005 en el estado de Texas, EUA y compararon los resultados con observaciones en superficie y en capa límite encontrando que MYJ tuvo un sesgo de estimación mayor que las otras dos, y que ACM2 fue la que mayor sensibilidad tuvo a los cambios de temperatura y humedad.

Al sur del continente, Pozo et. al (2016), buscó la mejor configuración entre dos esquemas de modelo de suelo y dos esquemas de PBL, MYJ y YSU, para el llano de Chajnantor, Chile, e hizo la simulación diariamente durante nueve meses. Encontró que para YSU fue la opción de PBL que mejor simuló las variables de temperatura, velocidad del viento y razón de mezcla del vapor de agua, principalmente durante el día, mientras que MYJ sobreestimó las variables durante la mayor parte del periodo de estudio.

Poco después, otro trabajo relevante fue el realizado por Shin y Hong (2011). Evaluaron 5 tipos de parametrizaciones de PBL, las de aproximación no local, YSU, ACM2 y los de esquemas de energía cinética turbulenta, MYJ, QNSE y Bougeault-Lacarrère (BouLac). La simulación de las variables de temperatura, calor latente y velocidad del viento, fue de 24 horas en Kansas, EUA., y encontraron que el mejor resultado, se obtuvo con los esquemas de energía cinética turbulenta.

De igual manera, no solamente la experimentación con el WRF para la mejora del pronóstico con fines operacionales, ha sido evaluada en los últimos años, sino también lo ha sido, el enfoque de esta hacia el aprovechamiento de la energía eólica. Una de las implementaciones más relevantes con este fin, y de la cual este trabajo retomó algunas similitudes en su metodología, fue la que Carvalho et al. (2012) realizó sobre las costas de Portugal, donde con el modelo WRF, fueron simulados campos de viento a diferentes alturas sobre zonas con potencial de aprovechamiento eólico; probaron la sensibilidad

de tres parametrizaciones de PBL (YSU, MYJ y ACM2) y Capa Superficial, para un mes típico de invierno y otro de verano. Los resultados mostraron que el régimen de velocidades del viento, pudo ser simulado satisfactoriamente, sin embargo, existió una clara subestimación en las velocidades puntuales. Con un estudio similar, Siuta et al. (2016), realizaron simulaciones con las mismas opciones de parametrización de PBL en la región oeste de Canadá, para simular las velocidades de viento a partir de datos iniciales del modelo de Norte América (NAM) y el Modelo Global de pronóstico (GFS). Los resultados obtenidos, mostraron que la parametrización ACM2, fue la de mejor desempeño promedio en los periodos de simulación y las fuentes de datos; mientras que las restantes obtuvieron también buenos resultados, pero sólo en temporadas o periodos específicos. Un año después, Surussavadee (2017), también enfocado a la medición del viento, realizó a partir de los datos de Análisis Final (NCEP), la simulación de 3 meses de datos registrados por estaciones en superficie, sobre la región noreste de Tailandia. En las simulaciones se probaron 9 parametrizaciones distintas de PBL, y los resultados de la velocidad del viento a distintas alturas, revelaron que la parametrización Bretherton&Park (UW) tuvo el mejor desempeño. Surussavadee concluyó, entre otras cosas, que la selección de parametrizaciones en la simulación de variables, debe de considerar el propósito del pronóstico, pues la simulación de otras variables meteorológicas en superficie, apuntaban a resultados distintos.

En Europa, García-Diez et al. (2013), publicó los resultados de un amplio estudio realizado para todo el continente, donde evaluaron los sesgos de las simulaciones de las variables de temperatura, durante verano e invierno del año 2001. Los resultados obtenidos fueron comparados con mediciones en altura y superficie, a lo largo del continente; se observó que las simulaciones durante invierno tienen sesgos cálidos cuando el modelo no es capaz de representar los valores de frío extremos bajo la influencia de un sistema de mesoescala en la región, mientras que en verano los sesgos fueron fríos y se observaron sistemáticamente a lo largo del periodo.

Recientemente en México, relacionado al estudio de la zona montañosa central del estado de Veracruz, una región de terreno complejo caracterizada por la influencia del Golfo de México, el Eje volcánico central y la Sierra Madre oriental, Luévano (2014), analizó el desempeño de las parametrizaciones de capa límite bajo una simulación de 90 días mediante el modelo WRF. La evaluación estadística mostró resultados satisfactorios en la estimación de las temperaturas, mientras que poco acertó en la

variable de precipitación. Aunque no fue posible determinar una configuración única como mejor resultado, se logró descartar la parametrización MYJ para dicha región climática. Posteriormente, con nuevos periodos de simulaciones sobre la misma zona de estudio, Méndez-Pérez et al. (2016), concluyeron que la parametrización que se ajustó mejor de acuerdo a la evaluación general de la simulación de las variables de temperatura, humedad y viento en dicha región, fue la ACM2.

## **CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO**

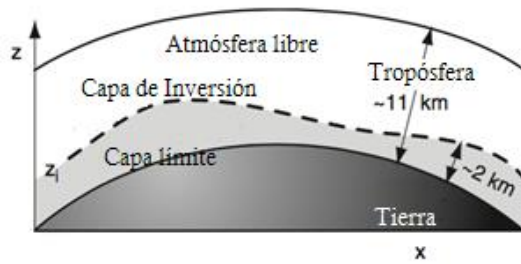
### **2.1 La Capa límite planetaria**

La capa límite atmosférica o planetaria (PBL, por sus siglas en inglés), como ya se ha mencionado, es la parte más baja de la atmósfera, se encuentra en contacto directo con la superficie ya sea continente u océano y es afectada principalmente por ésta en una escala corta de tiempo. Es una región de transición entre la superficie y la atmósfera libre, en ésta última los efectos de la superficie son despreciables. Tiene como principal característica su estado turbulento, en donde existe transferencia vertical de masa, calor, momentum, radiación de onda corta y onda larga; en ella ocurren la mayoría de los procesos atmosféricos por lo que hace de suma importancia su estudio (Stull, 1988).

Ha sido definida por varios autores, entre ellos Sutton, que en 1953 la describe como dos capas, la capa superficial que se encuentra justo arriba de la superficie y puede llegar hasta los 100 m, en la cual no influye la rotación de la Tierra y el viento es determinado principalmente por la fricción en superficie y el gradiente vertical de temperatura. La otra, la capa de fricción, puede extenderse de 500 m hasta 1000 m aproximadamente, en la cual el viento es influenciado no solo por la fricción en superficie y el gradiente de temperatura sino también por la rotación de la Tierra.

Por otro lado, Stull (1988) la define como “Esa parte de la tropósfera que es influenciada directamente por la presencia de la superficie terrestre y responde al forzamiento superficial con una escala de tiempo de una hora o menos” (Figura 4).

Asimismo, Garrat (1992) la detalla como “La capa de aire directamente encima de la superficie de la Tierra en la cual los efectos de la superficie (fricción, calentamiento y enfriamiento), se perciben directamente en una escala de tiempo de menos de un día, y en la cual los flujos de momento, calor o materia son arrastrados por movimientos turbulentos en una escala de orden de la profundidad de la capa límite o menos”.



**Figura 4. Tropósfera dividida en capa límite y atmósfera libre. Modificado de Stull (1988).**

El espesor de la capa varía espacial y temporalmente, puede medir desde 100m o extenderse hasta más de 3,000 m aproximadamente. Su altura se calcula de diferentes formas, entre los métodos más comunes está definir su tope a la altura de la base de una capa nubosa, siendo más delgada en regiones de alta presión y cielos despejados que en regiones de baja presión cuando no hay influencia de sistemas externos, como el paso de un sistema tropical o norte.

La PBL cambia de forma lenta en los océanos ya que éstos presentan pequeños cambios de temperatura en su superficie con el ciclo diurno debido a su gran capacidad calorífica y a la mezcla que ocurre en él. A diferencia del continente donde la temperatura de la superficie varía ampliamente con el ciclo diurno por lo que se observa una estructura bien definida en la capa, que cambia a lo largo del día. Estos cambios son ocasionados por el forzamiento superficial, como lo es el arrastre por fricción, la transferencia de calor, la modificación del viento por el terreno, evaporación y transpiración, entre otros (Stull, 1988).

La capa sobre una región de alta presión en continente se encuentra bien estructurada y presenta tres componentes principales: capa de mezcla, capa residual y capa estable, a diferencia de regiones de baja presión donde es difícil distinguir su tope como se observa en la Figura 5.

*Capa de mezcla:* Aquí la turbulencia por convección es el principal mecanismo de transporte de masa, energía, humedad y momentum por lo que están distribuidos uniformemente a lo largo de la capa, aunque la cizalladura del viento también genera turbulencia. Comienza a formarse por la mañana poco después del amanecer y su espesor aumenta conforme la superficie se calienta debido a la radiación recibida, ocasionando que el aire cálido se eleve y descienda aire frío, alcanzando su máximo al atardecer. La capa de mezcla está entre la capa superficial y una zona de "entrainment"

(una capa estable que actúa como una barrera bloqueando el paso de los termales que se sitúa entre la capa de mezcla y la atmosfera libre).

*Capa residual:* Cuando la turbulencia en la capa de mezcla cesa al anochecer se forma la capa residual que mantiene las mismas variables de estado que tenía la capa de mezcla, ésta siempre conserva las propiedades de la capa de mezcla anterior. Al no estar en contacto directo con la superficie, presenta movimientos en todas direcciones con la misma intensidad pues presenta condiciones neutras. La capa se encuentra por arriba de la capa estable y por debajo de una zona de inversión que se aproxima a la altura de la capa de mezcla del día anterior.

*Capa estable:* Es la parte baja de la capa residual, que se encuentra en contacto directo con la superficie la cual a medida que avanza la noche va transformándose en un capa estable donde la turbulencia es mínima sin embargo puede llegar a formarse un "jet" de bajos niveles que propicia la formación de turbulencia.

Además de las capas que conforman la capa límite planetaria mencionadas, dentro de la capa de mezcla o de la capa estable existen dos capas más que comprenden el 10% de la PBL, la capa superficial que es la parte más baja de la PBL, donde los flujos de calor y momentum varían menos de un 10% de su magnitud, y la micro-capa o capa interfacial que se encuentra justo arriba de la superficie y tiene solo unos cuantos milímetros de espesor, en la cual domina el transporte molecular.

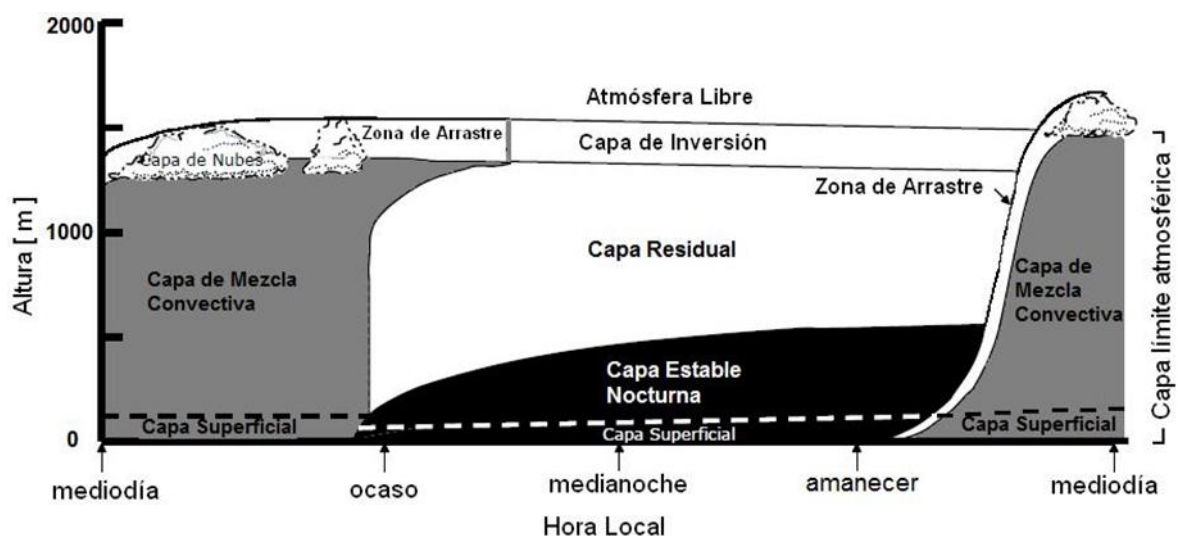


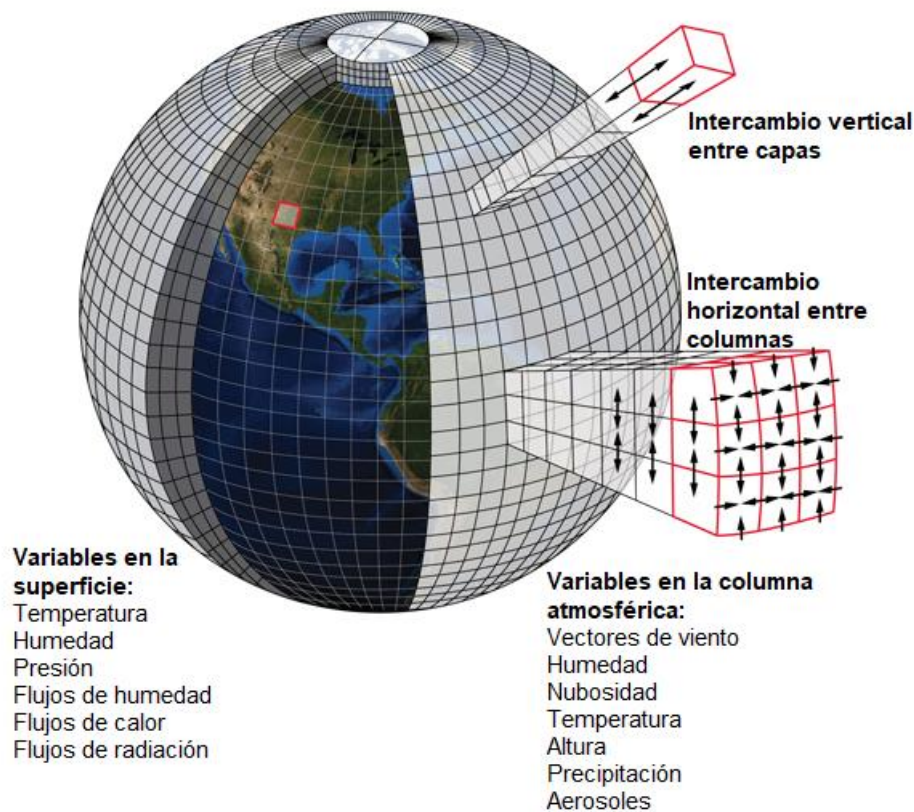
Figura 5. Estructura de la capa límite planetaria. Modificado de Stull (1988).

La estructura de la capa varía de acuerdo a las características del suelo ya que existe fricción contra la superficie, haciendo que los procesos atmosféricos en especial el transporte en la vertical, que es dominado por flujos turbulentos, sea muy complejo.

## **2.2 Modelos de pronóstico**

La predicción meteorológica comenzó en el siglo XIX con los meteorólogos Cleveland Abbe y Vilhelm Bjerknes, éste último fue quien propuso siete ecuaciones de movimiento, y Fry Richardson quien logró resolverlas y hacer el primer pronóstico, sin embargo no fue hasta los años 60's con la incorporación de las computadoras a la meteorología que la predicción del tiempo mejoró considerablemente, pues la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA por sus siglas en inglés), desarrolló el primer modelo de circulación general que combinaba procesos atmosféricos y oceánicos (Lynch, 2008). En la actualidad el progreso en los modelos de predicción meteorológica es sorprendente a pesar de que aún no se tienen pronósticos completamente acertados.

Los modelos de pronóstico o modelos de predicción meteorológica resuelven un conjunto de ecuaciones diferenciales llamadas ecuaciones primitivas, que describen las leyes de conservación de momento, masa, energía y humedad, es decir, que explican los movimientos en la atmósfera, para calcular a partir de condiciones iniciales la evolución de variables meteorológicas. Debido a que se trata de ecuaciones no lineales, éstas no se pueden resolver directamente, por ello el modelo busca soluciones mediante métodos numéricos y aproximaciones con parámetros a procesos físicos que ocurren en la atmósfera; este proceso es conocido como parametrización física. Para correr el modelo, el planeta es dividido en una malla tridimensional, donde en cada punto de la malla son resueltas las ecuaciones (Figura 6).



**Figura.6 Ejemplo de la división en malla 3D que realizan los modelos meteorológicos computacionales y sus variables. Modificada de Earth-Magazine (2016).**

Conforme a las escalas espaciales a las que el modelo es aplicado, los modelos se pueden clasificar en tres categorías:

**Globales:** la malla de estos modelos cubre todo el planeta por lo que se encargan de la predicción del tiempo a escala planetaria o en estudios de cambio climático.

**Mesoescala y regionales:** se encargan de la predicción del tiempo local y reproducen fenómenos de mesoescala ya que consideran solo una cierta área y los modelos regionales sirven también para estudios de circulación general.

**Microescala:** simulan los fenómenos turbulentos y superficiales.

### 2.3 Descripción general del modelo WRF

El modelo utilizado en este trabajo fue el Weather Research and Forecasting (WRF) (Skamarock et al 2008) en su versión 3.3. Es un modelo numérico de mesoescala de última generación diseñado para la investigación y predicción meteorológica. Ofrece una amplia gama de aplicaciones meteorológicas, que permite a los investigadores producir simulaciones que reflejen tanto situaciones reales como condiciones atmosféricas idealizadas a diferentes escalas. La creación del modelo comenzó a finales

de la década de 1990 por la colaboración del Centro Nacional de Investigación Atmosférica (NCAR por sus siglas en inglés), la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA por sus siglas en inglés) representada por los Centros Nacionales de Predicción Ambiental (NCEP por sus siglas en inglés) y el Laboratorio de Sistemas de Predicción (FSL por sus siglas en inglés), la Agencia de Fuerza Área Meteorológica (AFWA por sus siglas en inglés), el Laboratorio de Investigación Naval (NRL por sus siglas en inglés), la Universidad de Oklahoma y la Administración Federal de Aviación (FAA por sus siglas en inglés) y a finales del año 2000 estuvo a disposición pública.

Actualmente el modelo tiene dos versiones de núcleos dinámicos, “Advanced Research WRF” (ARW) que es mantenida por la División de Meteorología a Microescala y Mesoescala del NCAR y “WRF-Nonhydrostatic Mesoscale Model” (NMM) que es mantenida por el Centro de Desarrollo de Testbed.

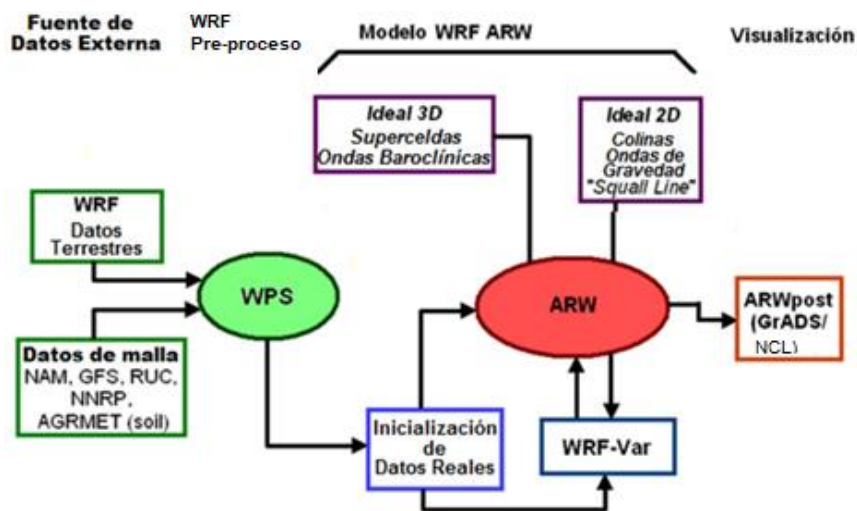


Figura 7. Esquema del funcionamiento del modelo WRF. Fuente: Skamarock et al. (2008).

El modelo WRF está integrado por módulos que se muestran en la figura 7, y se distinguen cuatro grupos:

- **Fuente de datos externos.** Abarca las distintas fuentes de datos que emplean para la realización de simulaciones numéricas.
- **Pre-procesamiento del WRF o WPS.** Se compone de un grupo de programas: *geogrid*, *ungrib*, y *metgrid*.
- **Modelo WRF.** Ejecuta los programas *ideal* o *real* y *wrf*. Se destaca el programa ARW, el cual genera la simulación numérica sobre el área deseada, por lo que es el programa con mayor requerimiento de cómputo.

- **Post-procesamiento.** Son los resultados de las simulaciones del modelo que pueden ser visualizados con diferentes tipos de software.

WRF Pre-processing System (WPS) es un módulo de pre-procesamiento, integrado por tres programas que preparan los datos de entrada para el módulo ARW (Fig. 8):

- **geogrid.** Se definen el o los dominios de la simulación (ubicación y área), la resolución y el tipo de proyección de mapa e interpola horizontalmente los datos geográficos de superficie (elevación del terreno, uso y tipo de suelo, albedo, entre otros) a una nueva malla.
- **ungrib.** Decodifica los archivos GRIB (General Regularly-distributed Information in Binary) que están en un formato estándar de la OMM (Organización Meteorológica Mundial) para el almacenamiento y distribución de campos regulares. Estos archivos contienen datos meteorológicos de mallas globales y los convierte a un formato intermedio para poder extraer los campos meteorológicos deseados.
- **metgrid.** Interpola horizontalmente los datos extraídos en el programa ungrib al dominio y resolución definidos en el programa geogrid, que servirán como condiciones iniciales.

El módulo WRF-Var es un módulo opcional que se encarga de la asimilación de datos a partir de datos observados. En este trabajo no se utilizó dicho módulo.

El Advanced Research WRF (ARW) es el módulo principal, está formado de dos programas para la inicialización (`ideal.exe` y `real.exe`) y de otro programa que hace la integración numérica de las ecuaciones (`wrf.exe`) (Figura. 8).

- **ideal** es para casos idealizados donde no se requiere información de pre-procesamiento.
- **real** es para casos reales, en éste si es necesario el módulo WPS. Crea condiciones iniciales y de frontera y realiza una interpolación vertical de los campos meteorológicos a niveles eta del modelo.

WRF hace la integración numérica de acuerdo a las condiciones iniciales y de frontera del programa real, se encarga de los esquemas físicos (microfísica, cumulus, capa límite, capa superficial, modelo de suelo y radiación), y asimilación de datos.

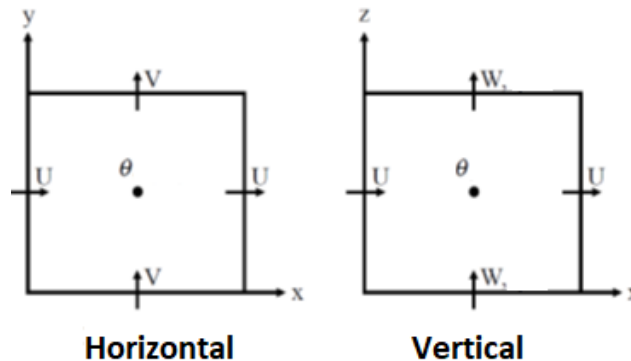


Figura 8. Esquema de los módulos WPS y WRF. Fuente: Skamarock et al. (2008).

El núcleo ARW tiene varias características para resolver las ecuaciones y hacer la integración, entre las más importantes está:

- **Modelo no hidrostático** (con opción a correrse de manera hidrostática), esto es que se consideran todos los términos de la ecuación de momento vertical mientras que de forma hidrostática se consideran solo el gradiente de presión y la aceleración gravitacional que se encuentran en balance.
- **Coordenada eta**, esto hace referencia a una coordenada vertical que sigue el terreno, varía de 1 (en superficie) a 0 (al tope del dominio del modelo), considera la presión a nivel del mar como la parte más baja y al tope una superficie de presión constante.
- **Malla horizontal Arakawa C**, una malla es un conjunto de puntos ordenados que cubren el dominio en los cuales el modelo resuelve las ecuaciones de movimiento. La malla escalonada tipo Arakawa C (Fig. 9), calcula cada componente horizontal del viento al centro de dos puntos y las variables termodinámicas al centro de cuatro puntos de Integración de 2<sup>do</sup> y 3<sup>er</sup> orden con el método Runge-Kutta. Las ecuaciones de movimiento son ecuaciones diferenciales no lineales que son resueltas mediante métodos numéricos, el modelo utiliza el método de Runge-Kutta, trabaja con dominios anidados en un sentido, en dos sentidos y móviles. La integración en un sentido indica que el dominio madre proporciona las condiciones de frontera al dominio hijo mientras que en una integración en dos sentidos, una vez que el dominio madre proporciona las condiciones de frontera, se hace la integración del hijo y la

solución reemplaza los puntos del dominio madre que cubren el área del hijo. Y los dominios móviles son dominios anidados cuya integración puede ser en uno o dos sentidos pero éstos cambian de posición dentro del dominio madre.



**Figura.9. Representación del arreglo de malla Arakawa C, para el campo de viento (U,V,W) y las variables termodinámicas definidas al centro de cada celda. Fuente: Skamarock et al. (2008).**

- **Proyección de mapa** estereográfica polar, conforme de Lambert, Mercator y de latitud-longitud. Las cuatro son opciones del modelo y son una representación gráfica de la Tierra plana o curva en forma de malla.
- **Parametrizaciones físicas**, representan los procesos físicos que ocurren en la atmósfera que no pueden ser resueltos directamente por un modelo matemático.
- **El ARWpost** es un módulo de post-procesamiento de datos que se encarga de convertir los archivos de salida generados por el modelo a un formato que se pueda leer con visualizadores gráficos como GrADS4, NCL, IDV o Vis5D5.

#### 2.4 Parametrizaciones de un modelo

Dentro de la atmósfera existen cientos de procesos y características que no son resueltas por los modelos, ya que suceden en escalas inferiores a la del modelo o no pueden ser simuladas explícitamente mediante las ecuaciones propias del mismo. A pesar que el modelo no puede resolver estos procesos sí debe tenerlos en cuenta, puesto que en muchos casos estos logran incidir en los campos de temperatura, humedad, viento, etc de la escala del modelo y de esta manera alterar la circulación atmosférica. En este caso dichos procesos han de ser calculados a través de alguna señal que pueda ser observada mediante los parámetros calculados por el modelo en los puntos de grilla, esta acción recibe el nombre de “Parametrizar”.

Para “Parametrizar” cada proceso que no se puede pronosticar directamente por las ecuaciones del modelo se requiere de un esquema de parametrización basado en una

representación física o estadística razonable. Generalmente el esquema debe usar un conjunto de suposiciones para derivar información acerca de los procesos a partir de las variables de las ecuaciones de pronóstico. Entre los procesos atmosféricos más importantes que deben ser parametrizados se encuentran:

- Radiación Solar incidente.
- Reflexión y absorción por las nubes.
- Emisión de radiación de onda larga desde la superficie terrestre.
- Condensación.
- Turbulencia.
- Reflexión y absorción en la superficie terrestre.
- Topografía.
- Evaporación.
- Vegetación.
- Lluvia.
- Rugosidad de la superficie.
- Flujo de calor sensible.
- Convección profunda.
- Emisión de radiación de onda larga desde las nubes.
- Capa límite planetaria.

Cada uno de los procesos anteriores posee uno o más esquemas de parametrización y es deber del usuario de los diferentes modelos, seleccionar qué tipo de parametrización debe ser aplicada en sus simulaciones (Skamarock et al 2008). Puesto que el objeto de este trabajo es la simulación de variables meteorológicas en superficie y a niveles bajos de la atmósfera, el estudio exploró los esquemas de parametrización de CLP; el resto de parametrizaciones son usadas como las recomienda el manual de usuarios del modelo WRF.

### **2.5 Parametrizaciones físicas en el modelo WRF**

La versión 3.3 del modelo WRF ofrece múltiples opciones de parametrizaciones físicas que se pueden combinar de diferentes formas (Figura 10), estas opciones pueden configurarse con los esquemas más simples a los más complejos y recientemente desarrollados. Las parametrizaciones están divididas en cinco categorías:

**Microfísica**, explica los procesos de precipitación (no convectiva), los efectos de vapor de agua y nubes, y proporciona tendencias atmosféricas de calor y humedad.

**Cúmulus**, se encarga de los efectos convectivos (precipitación convectiva) y espesor de nubes a una subescala de malla y proporciona perfiles de tendencia atmosférica de calor y humedad. Sus esquemas representan los flujos verticales debidos a corrientes ascendentes y descendentes sin resolver y compensación de movimiento fuera de las nubes.

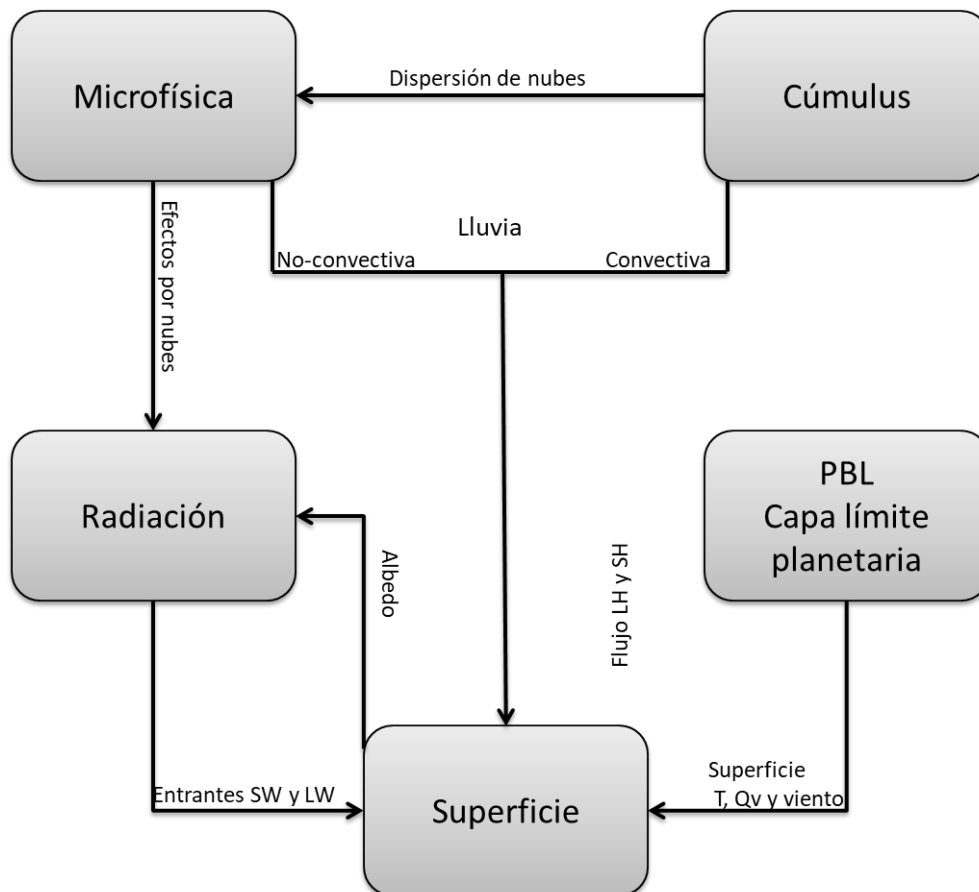
**Superficie**, este esquema se divide en capa superficial y modelo de suelo.

**El esquema de capa superficial** calcula las velocidades de fricción y los coeficientes de intercambio para el cálculo de los flujos de calor y de humedad superficial del modelo de superficie y la tensión superficial en el esquema de la capa límite planetaria.

**El esquema de modelo de suelo**, proporciona flujos de calor y humedad sobre puntos en tierra y hielo marino a partir de la información del esquema de capa superficial, el forzamiento radiativo del esquema de radiación y precipitación del esquema de microfísica junto con la información interna sobre las variables de estado de la tierra y las propiedades de la superficie.

**Capa límite planetaria (PBL)**, es responsable de determinar los perfiles de flujo dentro de la capa de mezcla y capa estable y por lo tanto proporciona tendencias de temperatura, humedad y momentum horizontal en toda la columna de aire.

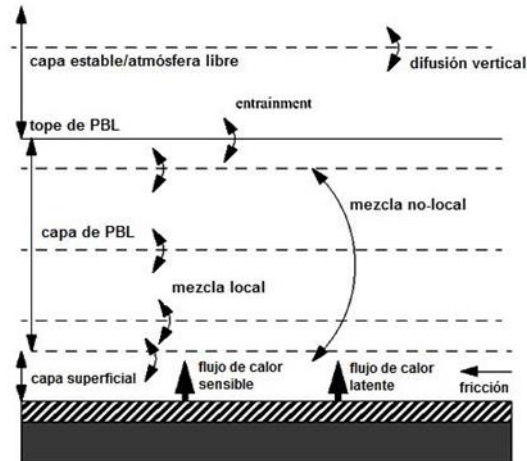
**Radiación**, proporciona el calor atmosférico debido al flujo radiativo. Se divide en radiación de onda larga y de onda corta. La radiación de onda larga incluye radiación infrarroja o térmica absorbida y emitida por los gases y superficies. Y la radiación de onda corta incluye longitudes de onda visibles y de los alrededores que componen el espectro solar.



**Figura10. Interacción de las parametrizaciones en WRF. Fuente: Bianco (2008).**

### 2.6 Parametrizaciones de PBL

En la capa límite planetaria existen flujos en la vertical causados por movimientos turbulentos que pueden estar presentes en toda una columna de aire, éstos tratan de ser explicados por las parametrizaciones de PBL del modelo WRF. Estas parametrizaciones determinan los perfiles de flujo dentro de la capa de mezcla y capa estable, teniendo como resultado tendencias de temperatura, humedad (incluyendo nubes) y momentum en toda la columna de aire (Figura 11).



**Figura 11. Procesos en la capa límite planetaria. Modificado de Skamarock et al. (2008).**

El modelo WRF en su versión 3.3 cuenta con doce parametrizaciones de capa límite (Tabla 1), y para este estudio se evaluó el desempeño de tres de ellas, pues como menciona García-Diez (2013) en su tesis doctoral, son los esquemas de mayor popularidad y antigüedad en el modelo, es decir, son tres de los esquemas más experimentados por las investigaciones de los últimos 10 años, y que además representan aproximaciones diferentes: la difusión no local, el cierre local y la combinación entre ambos, por tanto, como una primera aproximación en la investigación realizada en la región fronteriza de Baja California, se decidió replicar parte de la metodología utilizada por García-Diez. A continuación se describen algunas características de los esquemas.

**Mellor-Yamada-Janjic (MYJ):** Está dentro de la clasificación de la predicción de energía cinética turbulenta (TKE, por sus siglas en inglés) con mezcla en la vertical de forma local. Es una aplicación al esquema de turbulencia en la PBL de Mellor-Yamada 2.5. Se establece un límite superior que depende de la TKE, flotabilidad y cizalladura del flujo en la columna de cada punto. En condiciones inestables, el límite se deriva a partir de que la TKE sea no-singular cuando la turbulencia aumenta.

**Universidad Yonsei (YSU):** Es un esquema no local y una mejora del esquema de Pronóstico de Medio Rango (MRF) de PBL, también usa los términos de contragradiante para representar flujos debido a gradientes no locales. Su cambio principal es que da un tratamiento explícito a la capa de entrainment en el tope de la PBL, el cual es proporcional a la flotabilidad en superficie. El tope de la PBL es definido usando el número de Bulk Richardson con valor de cero.

**Modelo Convectivo Asimétrico versión dos (ACM2):** Es una combinación con el modelo convectivo asimétrico (ACM) que es una modificación de un modelo convectivo y de difusión de remolinos. Es un esquema no local que bajo condiciones convectivas puede simular el rápido transporte hacia arriba de parcelas flotantes y la cizalladura local generada por difusión turbulenta. Para condiciones estables o neutras el esquema utiliza un transporte local.

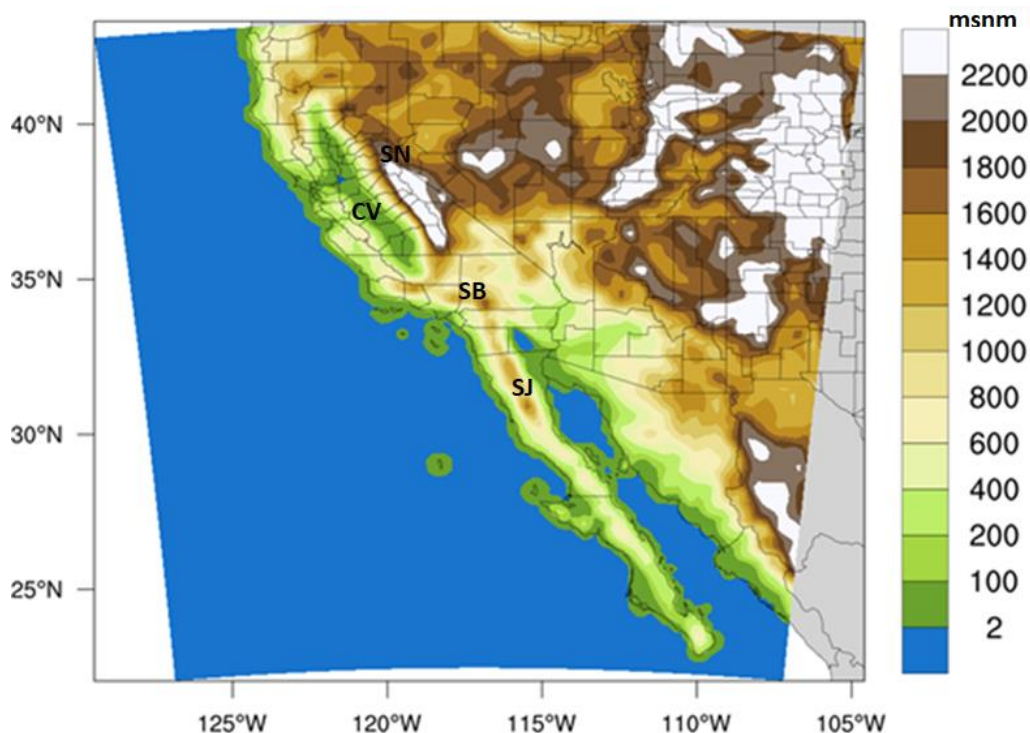
**Tabla 1. Parametrizaciones de PBL en WRF v.3.3. Fuente: Skamarock et al. (2008).**

<b>PBL-Physics options</b>	<b>Esquema</b>	<b>Referencia</b>	<b>Incluido</b>
<b>1</b>	YSU	Hong, Noh y Dudhia (2006, MWR)	2004
<b>2</b>	MYJ	Janjic (1994, MWR)	2000
<b>3</b>	GFS	Hong y Pan (1996, MWR)	2005
<b>4</b>	QNSE-EDMF	Sukoriansky, Galperin y Perov (2005, BLM), Pergaud, Masson, Malardel et al. (2009, BLM)	2012
<b>5</b>	MYNN2	Nakanishi y Niino (2006, BLM)	2009
<b>6</b>	MYNN3	Nakanishi y Niino (2006, BLM)	2009
<b>7</b>	ACM2	Pleim (2007, JAMC)	2008
<b>8</b>	BouLac	Bougeault y Lacarrete (1989, MWR)	2009
<b>9</b>	UW	Bretherton y Park (209, JC)	2011
<b>10</b>	TEMF	Angevine, Jiang y Mauritsen (2010, MWR)	2011
<b>94</b>	QNSE	Sukoriansky, Galperin y Perov (2005, BLM)	2009
<b>99</b>	MRF	Hong y Pan (1996, MWR)	2000

## CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA Y DATOS

### 3.1 Región de estudio

Al suroeste de los Estados Unidos, las variaciones topográficas que existen, sumadas a los distintos climas que componen esta región, constituyen un área considerada como terreno complejo; la región sur de California, E.U.A y el norte de Baja California, México (Figura 2), cuenta con la presencia de la cadena montañosa de Sierra Nevada (SN), extendida del noroeste al suroeste del estado; Central Valley (CV), localizada entre Sierra Nevada y la cadena montañosa costera; al sur la región montañosa que conforma a San Bernardino (SB). De igual manera con similares características topográficas, la región colindante del norte de Baja California, tiene la influencia del sistema orográfico de la Sierra de Juárez (SJ), la cual tiene una longitud media de 140 kilómetros, con alturas de 90-1,700 msnm., se extiende de norte a sur y en la región de Ensenada, recibe el nombre de San Pedro Mártir. En esta sierra se encuentran picos importantes como la Providencia y la Encantada (a más de 3000 msnm), además de ser una “barrera” y separar la zona desértica al noreste del estado de la región de Valles al noroeste.



**Figura 2.** Mapa de altura del terreno sobre el área de estudio. Sierra Nevada (SN), Central Valley (CV), San Bernardino (SB) y Sierra de Juárez (SJ). Elaboración propia.

Por lo mencionado anteriormente, la región de estudio es considerada un terreno complejo que tiene la influencia directa del Océano Pacífico, lo cual a su vez favorece

variaciones en los regímenes climáticos y de vegetación entre la zona desértica, la región montañosa y zona costera (Durrenberger, 1968).

Al existir un relieve tan complejo en esta región, resulta de interés particular para esta investigación, el estudio del acoplamiento de la capa límite planetaria y la capa superficial, junto con los elementos atmosféricos que caracterizan a cada uno, dentro de un modelo de pronóstico computacional como el WRF.

Es por esto que el presente trabajo de investigación busca mejorar el pronóstico meteorológico de la región noreste de Baja California; la zona de estudio será considerada como la atmósfera sobre la región de desiertos y valles con centro en la ciudad de Mexicali, Baja California ( $32^{\circ}37'50''\text{N}$ ,  $115^{\circ}26'50''\text{W}$ ); sin embargo el dominio madre de este estudio cubrirá desde la región suroeste de los Estados Unidos, hasta el sur de la península de Baja California, pues se analizarán distintos puntos a lo largo de la región, especialmente dentro del dominio de mayor resolución.

### **3.2 Condiciones iniciales y de frontera**

Se consideraron dos fuentes de datos en las condiciones iniciales del modelo WRF: los datos de Análisis Global Operacional Final (FNL, por sus siglas en inglés) de NCEP y los datos de The North American Mesoscale Forecast System (NAM).

Los datos de NAM son los más utilizados en pronósticos meteorológicos de mesoescala en Norteamérica por la NCEP, tiene una resolución de 12 km. en el dominio madre y 3 km en anidados. En su cobertura incluye a México y Estados Unidos, y sus salidas cuentan con variables disponibles como, temperatura, precipitación y energía cinética turbulenta (EMC-NCEP, 2018). Los datos FNL, pertenece al Sistema Global de Asimilación de Datos (GDAS, por sus siglas en inglés). Estos datos poseen una resolución espacial de  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  y una resolución temporal de 6 horas, disponibles en superficie, en 26 niveles en la vertical y con una cobertura espacial de escala global (FNL-NCEP, 2018).

### **3.2 Datos observados**

Se utilizaron datos observados en superficie por la estación meteorológica automática ubicada en el Instituto de Ingeniería UABC-Mexicali ( $32^{\circ}37'50''\text{N}$ ,  $115^{\circ}2'50''\text{W}$ ); con datos disponibles de temperatura ambiente, humedad relativa, precipitación, velocidad y

dirección del viento, en registros horarios. Esta información fue importante para realizar la comparación visual y estadística de las salidas obtenidas del modelo WRF.

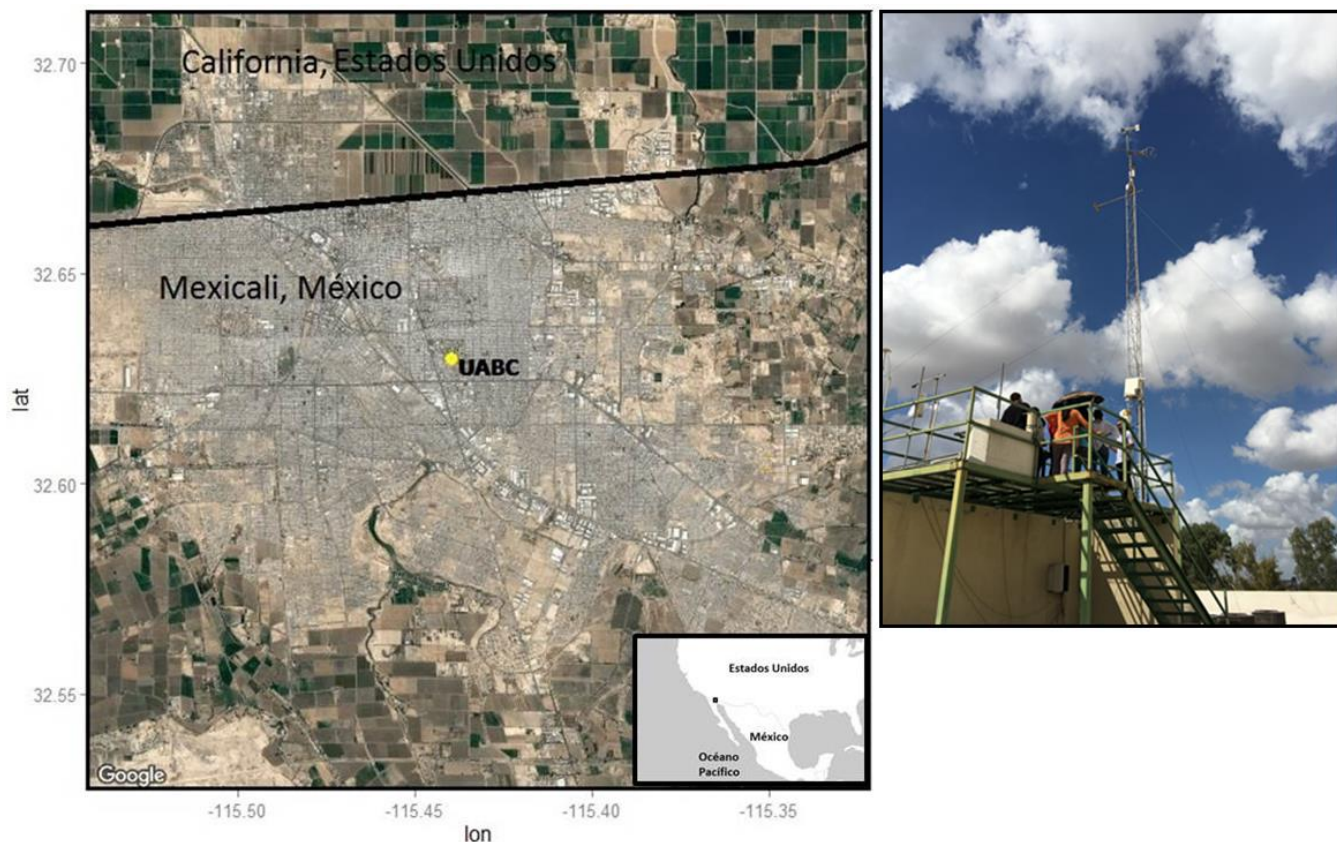


Figura 12. Ubicación de la estación meteorológica UABC en la ciudad fronteriza de Mexicali, B.C.

### 3.3 Dominios de las simulaciones

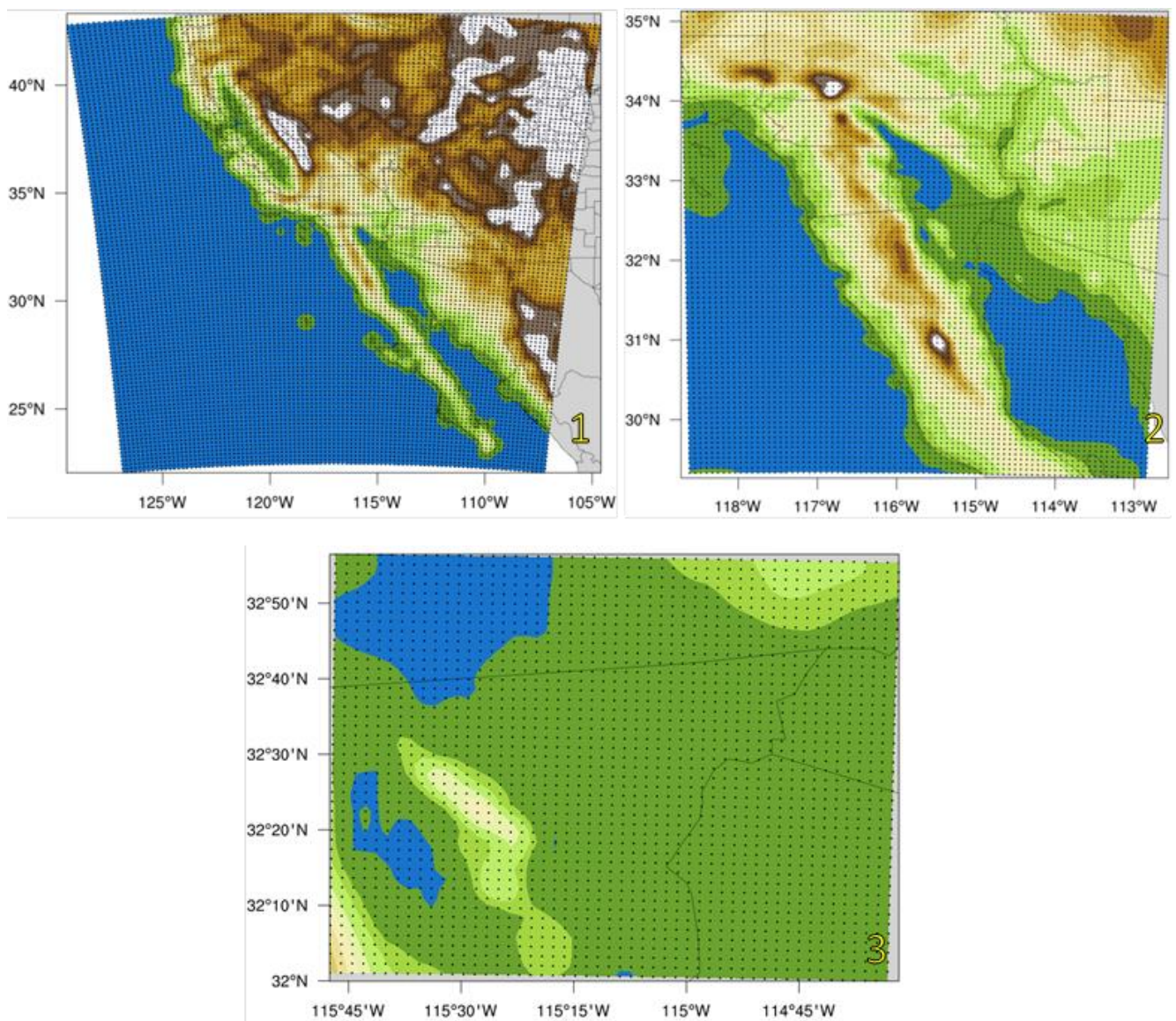
Las simulaciones numéricas se realizaron con el modelo WRF versión 3.3 (Skamarock et al 2008). Fueron divididas en tres experimentos: para tres dominios (un dominio madre y dos anidados) como se detalla la tabla 2; en estos se propone mantener una relación en la resolución de tres a uno (3:1), alcanzando la resolución mayor de 2.3 x 2.3 km en el dominio tres; se consideraron los posibles errores de frontera que pudieran existir para la selección de sus ubicaciones.

#### 3.3.1 Definición de los dominios

De acuerdo a la figura 13, se puede observar que el dominio uno (DOM1), seleccionado para realizar las simulaciones, abarca la región norte de Baja California, el sur de California y la correspondiente zona costera del suroeste de Estados Unidos. De acuerdo al principal objetivo del trabajo, que consiste en conseguir la mejor aproximación de las variables meteorológicas con la experimentación de las parametrizaciones de CLP y analizar la influencia del océano y el terreno complejo de la zona, se decidió que el

DOM1 se extendiera más kilómetros fuera de la región de interés, y así incorporar una zona de amortiguamiento en cada dirección, evitar posibles distorsiones en los bordes del dominio de las simulaciones numéricas o dominios más pequeños y abarcar la influencia del Pacífico.

El dominio dos (DOM2), se extiende sobre la zona fronteriza de California y Baja California, así como la respectiva porción costera del Pacífico. El principal motivo de considerar estas dimensiones, es la ocurrencia de fenómenos atmosféricos de mesoescala que se desarrollan cerca de la costa del Pacífico e ingresan por el oeste de la región. El dominio tres (DOM3), abarca la mayor parte del territorio de superficie terrestre y busca cubrir la región comprendida entre las ciudades de Calexico, CA y Mexicali, B.C. ( $32^{\circ}37'50''$  N y  $115^{\circ}26'50''$  W; área:  $2 \times 10^3$  km<sup>2</sup>).



**Figura 13. Dominios 1, 2 y 3, propuestos para el área de estudio. Elaboración propia.**

**Tabla 2. Resolución espacial de los dominios del modelo WRF con los números de puntos por malla y su espaciamento en kilómetros.**

<b>Dominio</b>	<b>1 (21 x 21 km)</b>	<b>2 (7 x 7 km)</b>	<b>3 (2.3 x 2.3 km)</b>
<b>Oeste-Este</b>	<b>100</b>	<b>82</b>	<b>52</b>
<b>Sur-Norte</b>	<b>113</b>	<b>94</b>	<b>46</b>

### **3.4 Configuración de los experimentos**

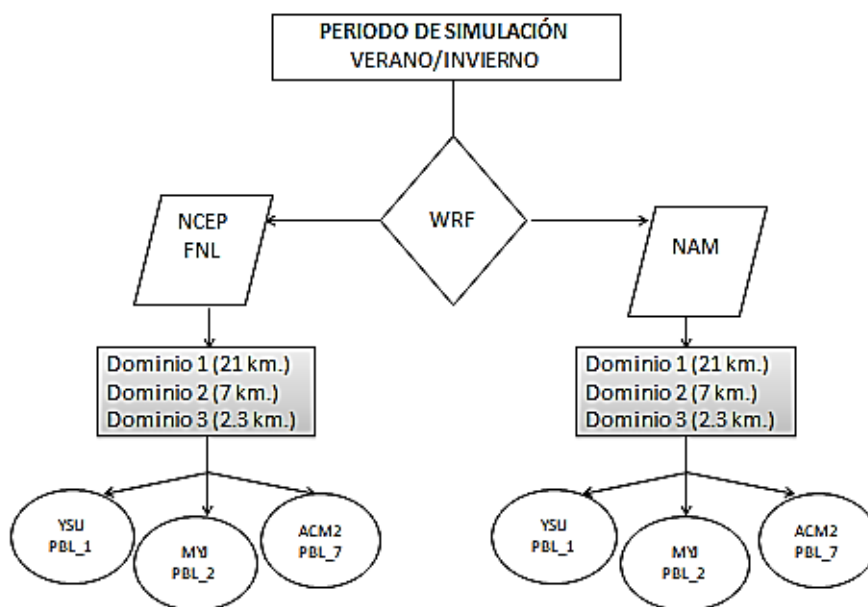
Como se mencionó en los antecedentes del capítulo 1 (página 10), la metodología basada en la evaluación de la sensibilidad de parametrizaciones de CLP, ha sido empleada en diferentes regiones del mundo y por distintos autores.

El presente trabajo realizó la evaluación de las tres parametrizaciones de CLP más relevantes y antiguas en el modelo, es decir, tres de los esquemas más experimentados por las investigaciones de los últimos 10 años, en el análisis de fenómenos meteorológicos de mesoescala. Estas fueron, Yonsei-University, Mellor-Yamada-Janjic y ACM-2. Los cambios en las parametrizaciones de CLP fueron realizados en los tres experimentos para cada uno de los dominios y en cada fuente de datos iniciales; la configuración en el resto de las parametrizaciones del experimento se muestra en la tabla 3.

Finalmente la configuración general de los experimentos y su desarrollo a partir del periodo analizado y los datos iniciales, se muestra en la figura 14, donde se ejemplifica a detalle con un diagrama de flujo, que para el análisis de los periodos de invierno y verano, fueron simulados los meses de julio y diciembre del 2014, posteriormente se evaluaron los periodos cortos de interés (5-7) días, de acuerdo a la duración de los eventos de invierno o verano. En el análisis de resultados, fueron evaluados los valores puntuales obtenidos de las simulaciones de las variables meteorológicas de temperatura T-2m), humedad relativa (HR-2m), velocidad del viento (VV-10m) y dirección del viento (DV-10m); se comparó la marcha de las variables durante los periodos cortos de interés y fueron contrastados los estadísticos de error entre los seis experimentos realizados por temporada.

**Tabla 3. Ejemplo de parametrizaciones usadas en el experimento de prueba.**

Variable	Parametrización
Capa límite planetaria	-Yonsei-University( <b>YUS</b> )-pbl1 -Mellor-Yamada-Janjic ( <b>MYJ</b> )-pbl2 -Convectivo asimétrico ( <b>ACM-2</b> )-pbl7
Capa superficial	Semejanza Monin-Obukhov-Janjic
Modelo de suelo	Difusión Térmica
Microfísica	Hielo simple (Single-Moment 3-class scheme)
Radiación de onda larga	RRTM (Rapid Radiative Transfer Model)
Radiación de onda corta	Dudhia
Cúmulus	Kain-Fritsch



**Figura 14. Diagrama generalizado de la configuración del modelo para la simulación del periodo de invierno y verano, bajo tres opciones de parametrización de CLP. Fuente: elaboración propia**

Respecto a la integración numérica en el tiempo de cada simulación, estas fueron iniciadas a las 00Z (5 pm hora local) y finalizadas 36 horas después a las 12Z (5 am hora local), con salidas cada 30 minutos. Las primeras 12 horas de integración se desecharon para evitar problemas de estabilidad en el modelo durante las primeras horas de simulación, y por lo tanto, para el análisis de este trabajo se considerarán únicamente las siguientes 24 horas restantes, como se explica en la figura 15. Este proceso se realizó diariamente para todo el periodo.

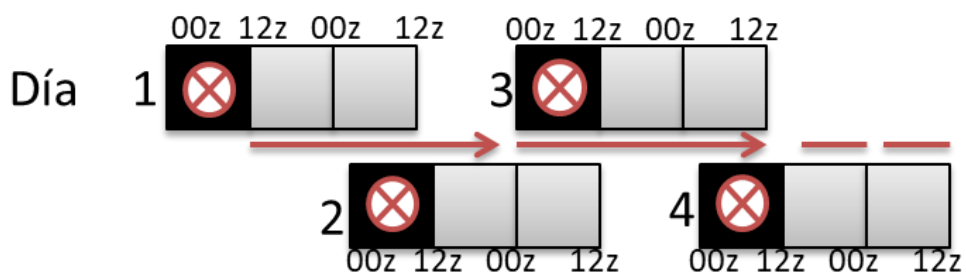


Figura 15. Ejemplo del esquema de tiempo de simulación para 3 días.

### 3.5 Casos de estudio

#### 3.5.1 Periodo de invierno: Frente frío No. 19

El sistema ingresó al noroeste de los Estados Unidos el 11 de diciembre (Figura 16), y en la mañana del 12 de diciembre del 2014 se desplazó sobre la región noroeste de Mexico, afectando principalmente al estado de Baja California y Sonora. Se registró aumento significativo de las velocidades del viento de dirección noroeste; a partir del 13 de diciembre, el frente y la masa de aire frío que lo precedía, disminuyeron las temperaturas de la región. Para el 14 de diciembre, las velocidades de viento habían disminuido y las temperaturas permanecieron frescas. Debido a esto, con el propósito de cubrir el inicio y final del desplazamiento del sistema frontal sobre la región, el experimento simuló un periodo de 120 hrs, que comprendió del 10 de diciembre del 2014 a las 00:00 UTC, al 15 de diciembre del mismo año a las 00:00 UTC.

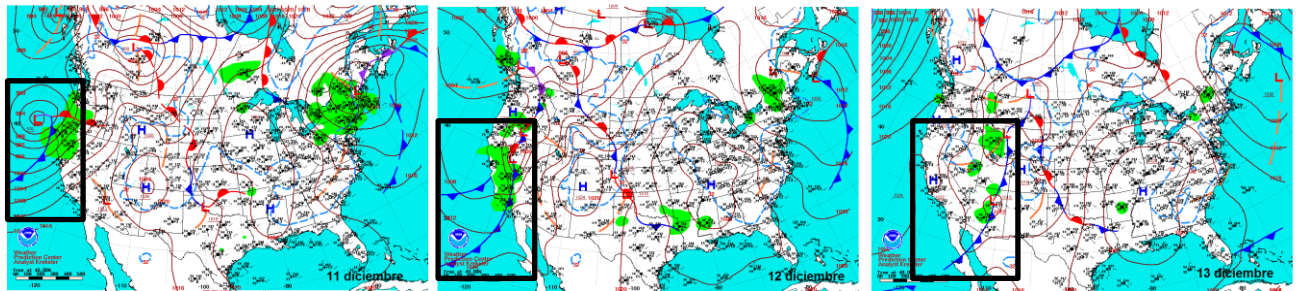
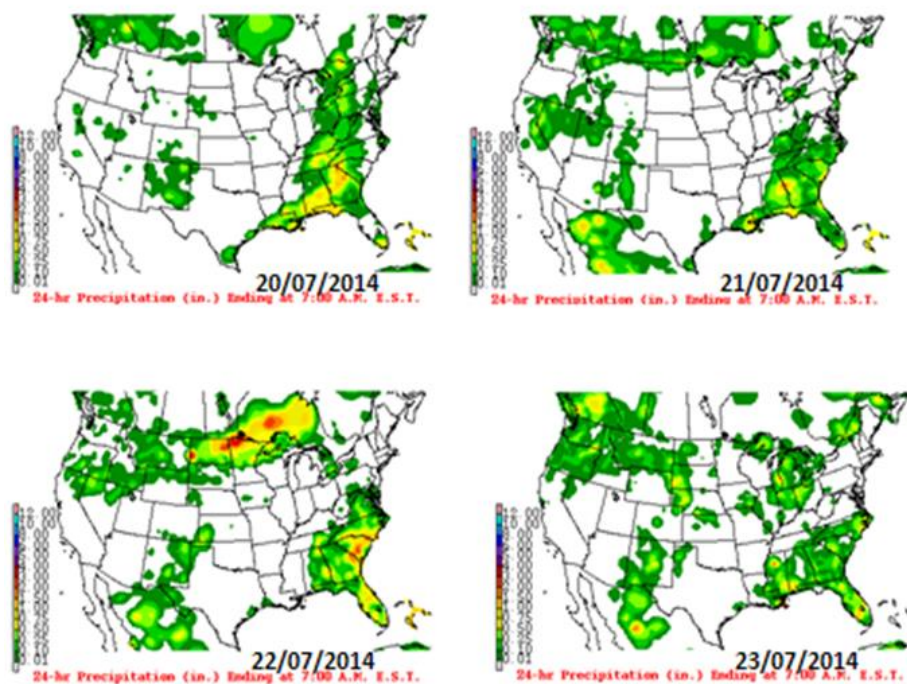


Figura 16. Paso del sistema frontal de acuerdo a los mapas de superficie de NOAA del 11-13 de diciembre del 2014 (NOAA WCEP).

#### 3.5.2. Periodo de verano: altas temperaturas y humedad monzónica

La temporada cálida en Norteamérica es caracterizada por intensas temperaturas máximas en las regiones desérticas, y la actividad del monzón de Norteamérica. Como Higgins et.al (1997) mencionan, el monzón de Norteamérica se caracteriza por tres fases principales: desarrollo, madurez y decaimiento. La fase de desarrollo se da durante los meses de mayo a junio, que a su vez es caracterizado por ser un periodo de transición de la temporada fría a la cálida. Posteriormente, durante los meses de julio a agosto tiene lugar el periodo de mayor actividad, y se caracteriza por fuertes lluvias sobre el centro y sur de México, las cuales se extienden rápidamente sobre la sierra madre occidental hasta alcanzar el noroeste del país y sur de los Estados Unidos. El aumento de precipitación sobre la región suroeste de los Estados Unidos y noroeste de México, coinciden con el incremento del transporte de humedad proveniente del sur (Douglas et al 1993), pues factores como las surgencias de aire marítimo tropical procedente del sureste y Golfo de California, dictan los periodos más importante de actividad monzónica, sobre la región de Arizona y California (Hales, 1972).

Por tanto, realizar el pronóstico meteorológico durante la temporada de verano en la región de estudio, resulta un gran desafío para la capacidad de predicción de los modelos meteorológicos, debido a la compleja actividad termodinámica, el rápido transporte de humedad y procesos convectivos que se presentan. Bajo dichas consideraciones y con la finalidad de evaluar el desempeño del modelo WRF, el periodo de verano evaluado, comprende siete días del mes de julio (19-26 de julio del 2014), donde las temperaturas máximas rebasaron los 40°C durante tres días seguidos, y al final del periodo, una surgencia de humedad proveniente del sureste y relacionada a la actividad del Monzón de Norteamérica, generó abruptos cambios en las variables meteorológicas (Figura 17).



**Figura 17. Influencia del Monzón de Norteamérica, mediante mapas de precipitación acumulada en 24 horas, del 20-23 de julio del 2014 (NOAA WCEP).**

### **3.6 Recursos materiales**

El uso del modelo WRF bajo diferentes pruebas y simulaciones, requiere de la disponibilidad de un potente equipo computacional. Para esta investigación, se contó con un equipo de cómputo marca SuperMicro con 2 procesadores Intel Xeon de seis núcleos de 2.6 Ghz de velocidad cada uno, 16 GB de memoria RAM y un disco duro de 1TB, el equipo opera bajo un sistema operativo Linux Ubuntu 14, compilador gfortran y gcc.

### 3.7 Evaluación estadística

Con los resultados obtenidos en las simulaciones de los tres experimentos, se realizó una exhaustiva comparación estadística de los datos medidos en la estación meteorológica UABC de la ciudad de Mexicali, centrada en el DOM3. Los datos extraídos del modelo y los datos observados fueron visualizados con NCL, y para el análisis estadístico se usó el software R versión 3.4.

Para evaluar las tres parametrizaciones y determinar cuál es la que mejor reproduce las variables para la región de estudio, se realizó la evaluación estadística de las variables de temperatura, humedad relativa y viento. La evaluación consistió en el cálculo de la correlación de Pearson y 3 errores estadísticos (sesgo, error absoluto medio y raíz del error cuadrático medio) y solo para la dirección del viento se analizó la variación del sesgo (Jorba et. al, 2005). Todos fueron calculados y comparados entre lo observado y lo simulado de manera horaria.

Las medidas de bondad de ajuste fueron:

**El coeficiente de determinación** se define a partir del coeficiente de correlación múltiple R y mide la proporción de variabilidad de la variable dependiente explicada por la variable independiente introducida.

$$R^2 = \frac{\left[ \sum_{i=1}^N (H_{meas} - H_{estim})^2 \right]}{\left[ \sum_{i=1}^N (H_{meas} - H_{estim})^2 \right]}$$

Ec.1

$H_{meas}$ : Valor medido

$H_{estim}$ : Valor estimado

$N_{obs}$ : Número de observaciones

**El error cuadrático medio** (Root Mean Square Error, RMSE). El cual indica el grado de correspondencia promedio entre pares individuales de valores pronosticados y observados.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (X_i - X_{i\ obs})^2}{N}}$$

Ec.2

Y el **error Absoluto Medio** (Mean Absolute Error, MAE). Es una medida de la cercanía entre los valores pronosticados y los observados.

$$MAE = \sum_{i=1}^N \frac{|X_i - X_{i\text{obs}}|}{N}$$

Ec.3

**El porcentaje del sesgo** (PBIAS): medida de la tendencia media de los valores simulados, a ser mayores o menores que los observados. El valor óptimo del PBIAS es 0.0, pues con valores de baja magnitud se indica mayor precisión de las simulaciones del modelo. Los valores positivos corresponden a sesgos por sobrestimación, y los negativos por subestimación.

$$PBIAS = 100 \frac{\sum_{i=1}^N (S_i - O_i)}{\sum_{i=1}^N O_i}$$

Ec.4

**El sesgo para dirección del viento** (BIASD): definido como el error en función de la dirección del vector observado. Por lo que un valor positivo indica que el vector pronosticado se encuentra a un número determinado de grados moviéndose en dirección de las manecillas del reloj y un valor negativo indica que el vector pronosticado se encuentra a un número determinado de grados moviéndose en el sentido contrario a las manecillas del reloj. El sesgo para la dirección del viento está definido por:

$$BIASD = \sum_{i=1}^N \frac{D}{N}$$

Ec. 5

En el cual:

Si  $d < d_{obs}$

$D = d - d_{obs}$  si  $|d - d_{obs}| < |360 + (d - d_{obs})|$

$D = 360 + (d - d_{obs})$  si  $|d - d_{obs}| > |360 + (d - d_{obs})|$

O

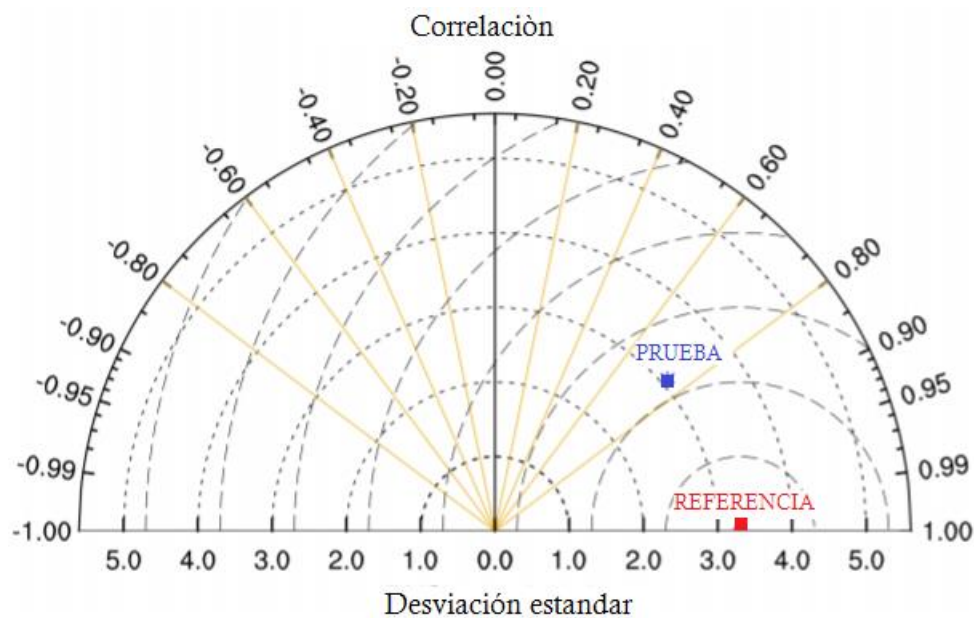
Si  $d > d_{obs}$

$D = d - d_{obs}$  si  $|d - d_{obs}| < |(d - d_{obs}) - 360|$

$D = (d - d_{obs}) - 360$  si  $|d - d_{obs}| > |(d - d_{obs}) - 360|$

**Los diagramas de Taylor:** muestran de manera concisa, un resumen estadístico de cómo los resultados de un modelo analizado, coinciden en términos de dispersión (desviación estándar) y correlación (coeficiente de determinación) entre sí. Aunque la forma del diagrama es sencilla y generalizada, este método de comparación gráfico entre valores modelados y observados, resulta especialmente útil en la evaluación de modelos complejos de fenómenos geofísicos. La relación geométrica entre los valores estadísticos graficados en el diagrama, proveen de una guía visual muy útil para determinar la capacidad del modelo a prueba y su comportamiento entre distintos resultados o salidas, incluso de diferentes tipos de variables si se utilizan valores normalizados (Taylor, 2001).

Como se observa en la figura 18, es posible comparar valores de correlación positivos y negativos con los valores de la circunferencia. Los valores de dispersión pueden ser la desviación estándar o la desviación estándar normalizada y se representan con las circunferencias que inician desde el punto de referencia y tocan los valores del eje x. Los valores observados son representados en la figura de ejemplo como el punto “REFERENCIA”, el cual siempre mostrará valores de  $R=1$  y desviación estándar=1 en los diagramas, mientras el punto “PRUEBA”, que representa al conjunto de datos simulados, muestra para este caso en particular,  $R \approx 0.8$  y una desviación estándar  $\approx 2.5$ .

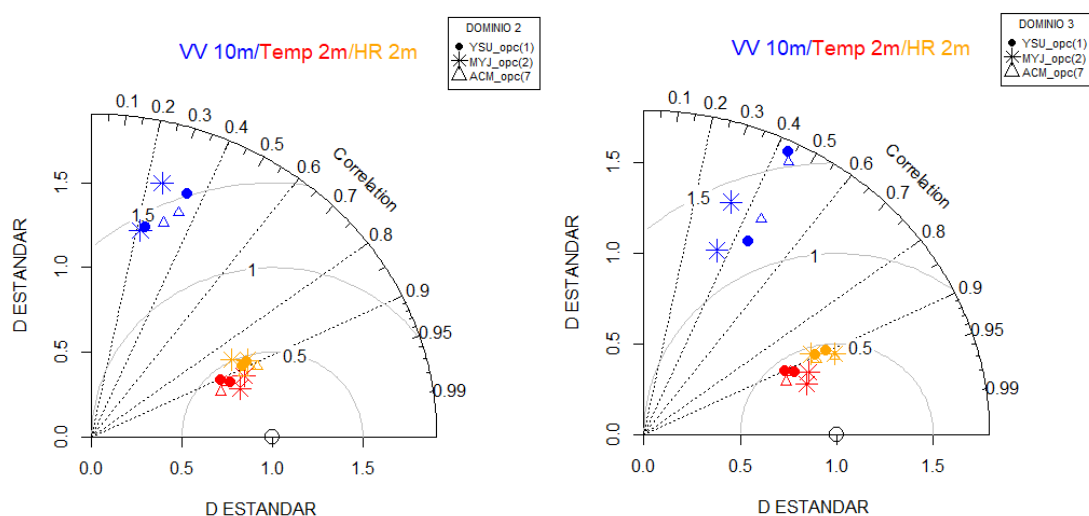


**Figura.18** Ejemplo de un diagrama de Taylor con valores positivos y negativos de correlación para una variable simulada (PRUEBA), dada una variable observada. Modificado de Taylor (2001).

## CAPÍTULO 4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

### 4.1 Invierno

El periodo de análisis correspondiente al sistema frontal estudiado, comprendió del 9 al 14 de diciembre del 2014, con un total de 120 horas. Para un mejor análisis de las variables meteorológicas obtenidas en la salida de las simulaciones, este evento evaluó las 120 horas de simulación, y consideró a los días 12 y 13 de diciembre (hora 80-104) como el periodo más importante dónde el efecto del sistema frontal fue evidente en los datos registrados por la estación meteorológica de superficie y de los cuales se discute a detalle más adelante.



**Figura.19** Diagrama de Taylor normalizado para el DOM2 y DOM3 de todos los experimentos de invierno del periodo 9-14 de diciembre de 2014

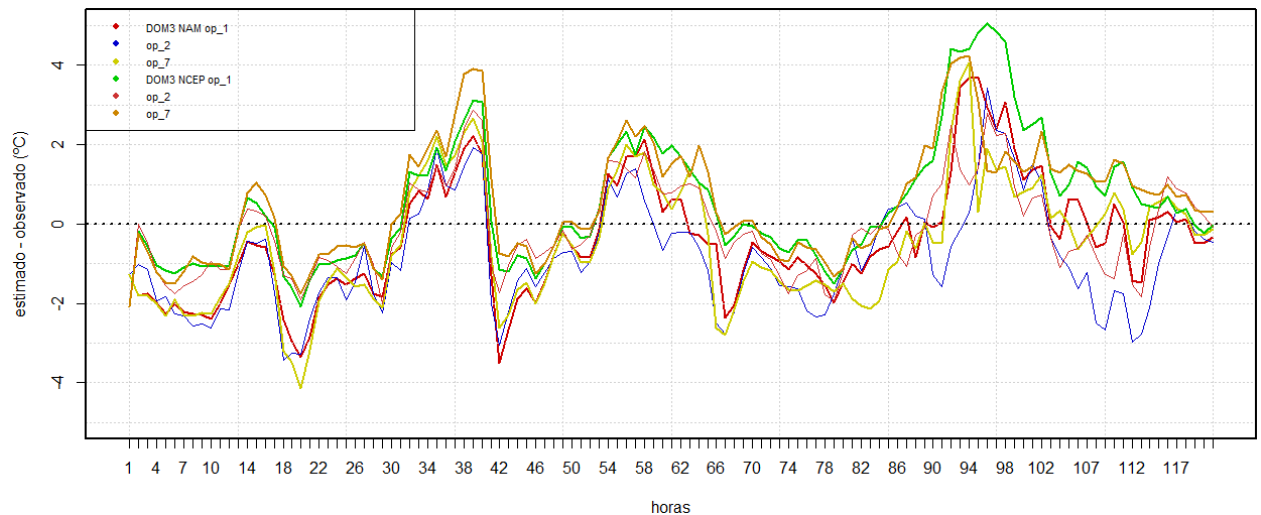
En el análisis general de las variables evaluadas en las salidas de la simulación de invierno para los dominios interiores de mayor resolución (DOM2 y DOM3), fue posible observar resultados más favorables en la temperatura (T-2m) y humedad relativa (HR-2m) con valores de correlación  $R > 0.8$ ; por otra parte, la velocidad del viento (VV-10m) mostró un desempeño limitado con valores menores a 0.4 (figura 19). A pesar de mostrar resultados satisfactorios en ambos dominios, el DOM3 concentró los valores de R mayores, y en algunos casos, valores de dispersión y errores menores, lo cual coincide con los resultados de las investigaciones citadas en los antecedentes de este trabajo. En una vista general de los experimentos dentro de los diagramas de Taylor de la figura 19, se puede concluir que por orden de importancia, los mejores resultados sin especificar opciones de PBL o datos iniciales, fueron observados en el DOM3; para la

T-2m con valores R de hasta 0.95, seguido de la HR-2m con R de hasta 0.90 y por último la VV-10m con los valores más favorables de R de hasta 0.50.

**Tabla 4. Cálculo de los errores estadísticos de las simulaciones en las variables de temperatura (T-2m), humedad relativa (HR-2m) y velocidad del viento (VV-10m) para el DOM3. Las opciones con los valores estadísticos más favorables son señalados en rojo.**

		NAM				NCEP			
opc_PBL		R <sup>2</sup>	RMSE	MAE	%BIAS	R <sup>2</sup>	RMSE	MAE	%BIAS
T-2m	<i>opc 1(YON)</i>	0.83	1.53	1.25	-2.2	0.81	1.67	1.25	2.8
	<i>opc 2(MYJ)</i>	0.85	1.59	1.34	-4.4	<b>0.9</b>	<b>1.16</b>	<b>0.98</b>	<b>-0.7</b>
	<i>opc 7(ACM2)</i>	0.83	1.6	1.34	-2.6	0.86	1.52	1.2	2.9
HR-2m	<i>opc 1(YON)</i>	0.8	9.39	7.43	-2.4	0.8	12.76	9.69	-16.5
	<i>opc 2(MYJ)</i>	0.79	9.53	7.63	1.4	0.83	10.17	8.28	-8.7
	<i>opc 7(ACM2)</i>	0.82	8.88	6.97	-2.6	<b>0.84</b>	<b>11.66</b>	<b>8.58</b>	<b>-14.7</b>
VV-10m	<i>opc 1(YON)</i>	<b>0.2</b>	<b>1.09</b>	<b>0.82</b>	<b>11.8</b>	0.18	1.53	1.09	26.1
	<i>opc 2(MYJ)</i>	0.12	1.11	0.83	9.1	0.11	1.32	0.96	16.1
	<i>opc 7(ACM2)</i>	0.2	1.2	0.88	17.6	0.19	1.54	1.12	35

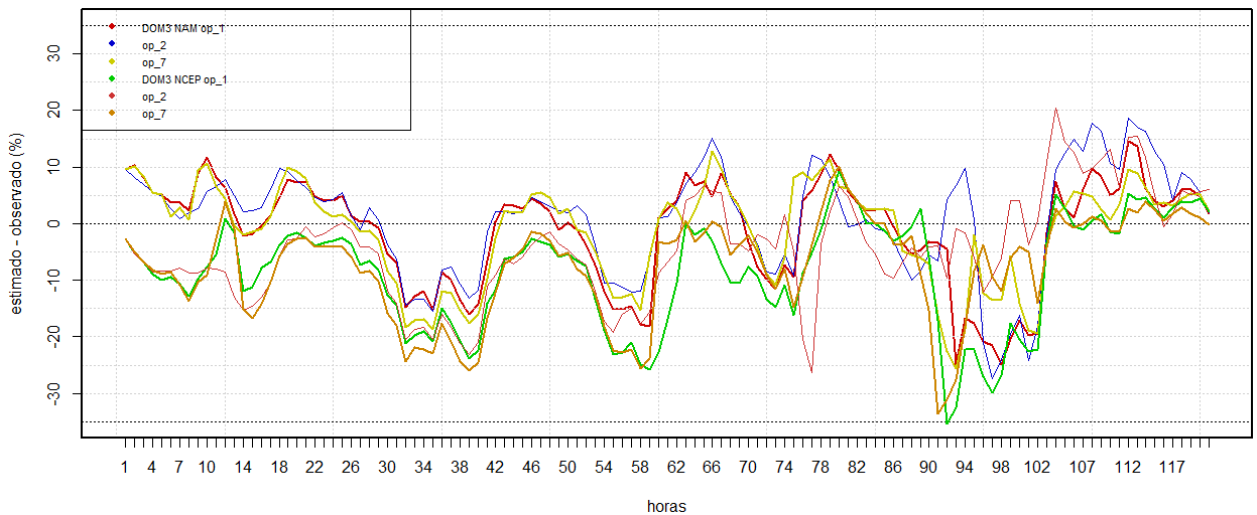
De acuerdo a las estadísticas calculadas para el DOM3 (Tabla 4), la T-2m fue la variable en la que mejores resultados se obtuvo; con base en los errores calculados, se observa que las 3 opciones de parametrización de PBL, mostraron que tanto los datos NAM como los NCEP, estimaron valores similares en las simulaciones, sin embargo, la opción 2 (MYJ), destacó por un R<sup>2</sup> de 0.9, y %BIAS de -0.7; los valores de MAE y RMSE en el resto de los experimentos, se mostraron similares. La variación de la temperatura a lo largo del periodo de influencia del frente frío simulado (09-14 diciembre), permite observar (Figura 20), que los valores a lo largo del tiempo, mantuvieron variaciones dentro del rango de diferencias no mayores a los  $\pm 4^{\circ}\text{C}$ , lo cual corrobora que los valores estadísticos hayan resultado favorables en la mayoría de los experimentos analizados. Sin embargo, una de las diferencias más pronunciadas en la serie de temperatura, se localiza entre las horas 80-104, correspondiente al lapso en que el sistema frontal tuvo mayor influencia sobre la ciudad, pues las simulaciones mostraron dificultades en reaccionar con suficiencia al repentino cambio en el comportamiento de la variable. Por tanto, la rápida disminución de las temperaturas durante un lapso aproximado de 12 horas, fue sobreestimado por la mayoría de los experimentos.



**Figura 20. Serie de tiempo de la variable temperatura (diferencia entre estimados y observados), para el periodo de influencia del sistema frontal del 9-14 de diciembre del 2014.**

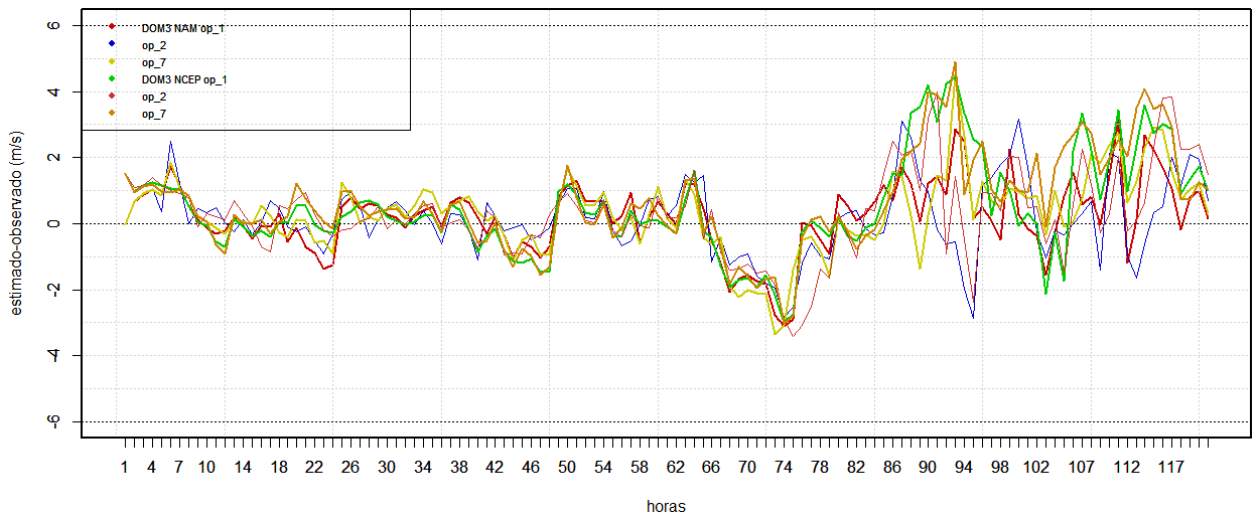
En cuanto a la variable HR-2m, los datos NCEP en las opciones 2 (MYJ) y 7 (ACM2), tuvieron el mejor desempeño con valores de  $R^2$  de 0.83 y 0.84 respectivamente; sin embargo, también destacaron las mismas opciones en los datos NAM, pues aunque se obtuvieron valores de  $R^2$  menores, 0.79 y 0.82 respectivamente, los errores RMSE, MAE y BIAS, mostraron valores más favorables que en NCEP. En el análisis gráfico del comportamiento de la humedad relativa mostrado en la figura 21, se puede observar que la serie de tiempo oscila entre un rango de diferencias de -20% a +30%, y que los valores del pronóstico tienden a subestimar durante la mayor parte del tiempo.

Esta tendencia de subestimación en la variable HR-2m, fue corroborada en la mayoría de las opciones de PBL (Tabla 4), que muestran valores negativos del %BIAS entre -2% y -16%, tanto en NAM y NCEP. A diferencia de la variable de temperatura en donde se presentaron sobreestimaciones diurnas, la humedad mostró subestimaciones nocturnas, igualmente es de destacar que ambas tuvieron notorias dificultades en las simulaciones durante el lapso de mayor influencia del sistema sobre la ciudad.



**Figura 21. Serie de tiempo de humedad relativa (diferencia entre estimado y observados), durante el periodo del sistema frontal del 9-14 de diciembre del 2014.**

De acuerdo a los valores estadísticos mostrados en la tabla 4, la variable VV-10m mostró el desempeño menos favorable en casi todas sus opciones de PBL, a comparación del resto de las variables simuladas. Sin embargo, como se puede observar en la figura 22, la mayoría de las simulaciones mantuvieron similitud a los datos observados durante la mayor parte del tiempo; de manera similar a la variable de temperatura, las simulaciones de la VV-10m sobreestimaron los valores durante el periodo de mayor influencia. Las simulaciones no fueron capaces de emular la variación ante el paso del frente a partir de la hora 70, y de acuerdo a los estadísticos de la tabla 4, las opciones 1(YSU) y 7 (ACM2) de los datos NAM, tuvieron el desempeño más favorable, con valores de RMSE de 1.09 y 1.2 m/s, respectivamente. En las opciones mencionadas, las simulaciones de la variable son relativamente buenas durante las primeras 60 horas, posteriormente la simulación se torna errática; en un primer periodo con subestimaciones de 3 m/s hasta la hora 80, y un segundo lapso de sobreestimaciones de 5 m/s hasta la hora 120. Es importante notar que en esta misma variable, la opción 2 (MYJ) de los datos NCEP, mostró las estimaciones menos favorables con valores de  $R^2$  de 0.11 y %BIAS de 16%.



**Figura 22. Serie de tiempo de la velocidad del viento (diferencia entre estimados y observados), durante el periodo del sistema frontal del 9-14 de diciembre del 2014.**

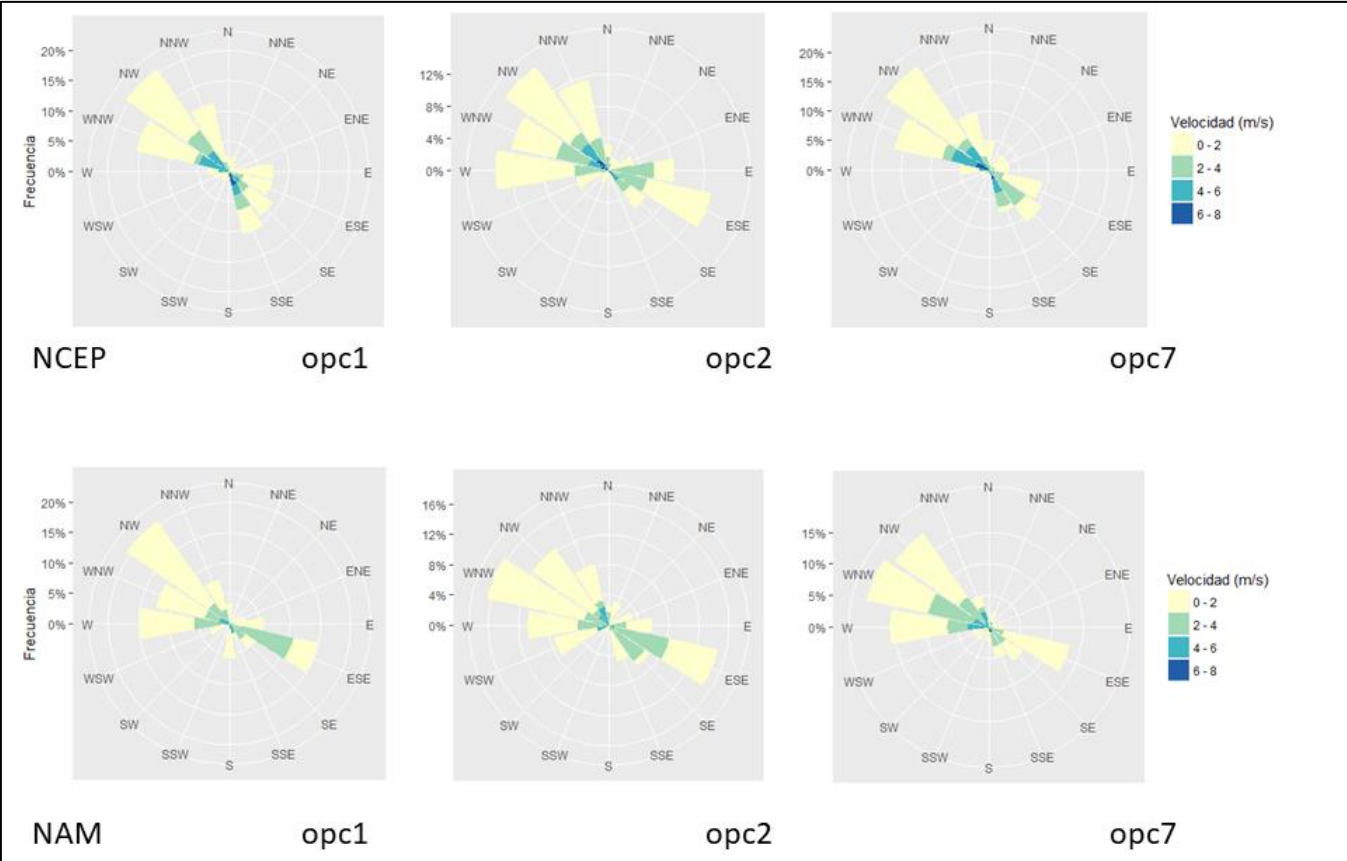
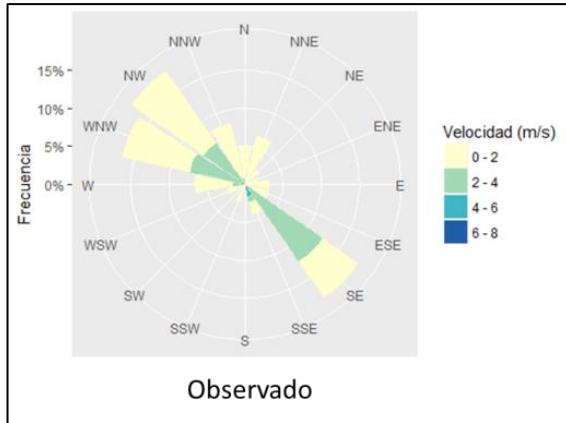
Como se mencionó anteriormente en la metodología, debido a sus unidades de medición, la variable DV-10m fue analizada mediante el estadístico BIASD. De acuerdo a los resultados mostrados en la tabla 5, el sesgo en la DV-10m fue negativo en todos los casos, el resultado más favorable se obtuvo con la opción 1(YSU) y valores de BIASD  $-3.59^\circ$  con datos NAM y BIASD  $-6.73^\circ$  con NCEP; en los datos NAM en la misma opción, se observó un sesgo de  $3.95^\circ$  en dirección contraria a las manecillas del reloj, y resultó la más favorable de estas opciones. Sin embargo, en el resto de los experimentos de NAM (opciones 2 y 7), los valores del sesgo llegaron hasta valores de  $-16.84^\circ$ , y aunque el valor del sesgo de la opción 1 de datos NCEP ( $-6.73^\circ$ ), fue mayor que su símil de NAM ( $-3.59^\circ$ ), el resto de los experimentos en las opciones 2 y 7 en NCEP, mostraron menor incremento de los sesgos.

**Tabla 5. Cálculo del BIASD, en las direcciones de viento (DV-10m), de los experimentos de invierno. Las opciones con los valores estadísticos más favorables son señaladas en rojo**

		NAM	NCEP
DV-10m	opc_PBL	<b>BIASD</b>	<b>BIASD</b>
	<i>opc 1(YON)</i>	<b>-3.59</b>	<b>-6.73</b>
	<i>opc 2(MYJ)</i>	-16.84	-7.65
	<i>opc 7(ACM2)</i>	-15.58	-8.61

Adicionalmente a los valores estadísticos del BIASD, las rosas de viento obtenidas de los experimentos de invierno, se muestran en la figura 23, con el propósito de comparar gráficamente entre lo observado en la estación meteorológica y las simulaciones. Como

fue mencionado anteriormente, las opciones 1 en los experimentos con datos NAM y NCEP, fueron estadísticamente los valores más favorables y como se mostró en los gráficos, las de mayor similitud con lo medido. Con ayuda de las rosas de viento, fue posible corroborar los valores de sesgo poco favorables que las opciones 2 y 7 de los datos NAM, mostraron en la tabla 5.

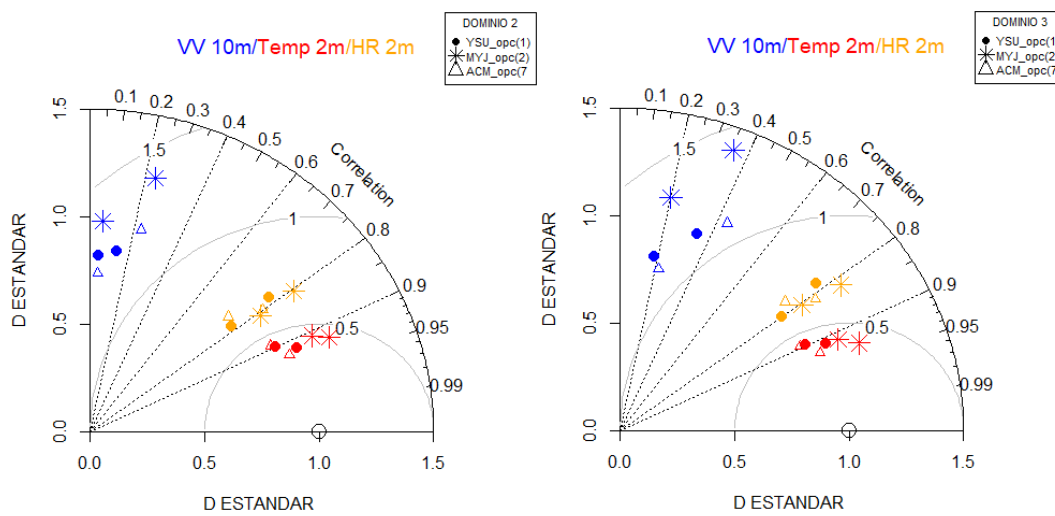


**Figura 23. Rosas de vientos resultantes de los experimentos realizados en el periodo de invierno del 9-14 de diciembre.**

#### 4.2 Verano

Durante verano se analizó un periodo de 168 horas (7 días), comprendido entre el 19-26 de julio del 2014. En este periodo los datos observados en la estación meteorológica,

registraron temperaturas máximas superiores a los 40 °C en los primeros tres días, posteriormente a partir de la hora 105, se observó una disminución abrupta por la influencia de humedad relacionada a la actividad del Monzón de Norteamérica. Por tanto, con el propósito de evaluar la capacidad del modelo WRF, el estudio de este periodo evaluó las 168 horas simuladas, y consideró al día 23 de julio a partir de la hora 105, como el lapso de mayor importancia en su análisis, debido a que concentra la mayor variación de los valores de humedad en interacción con las altas temperaturas, como se discutirá más adelante.



**Figura.22 Diagrama de Taylor normalizado para el DOM2 y DOM3 de todos los experimentos de verano del periodo del 19-26 de julio de 2014.**

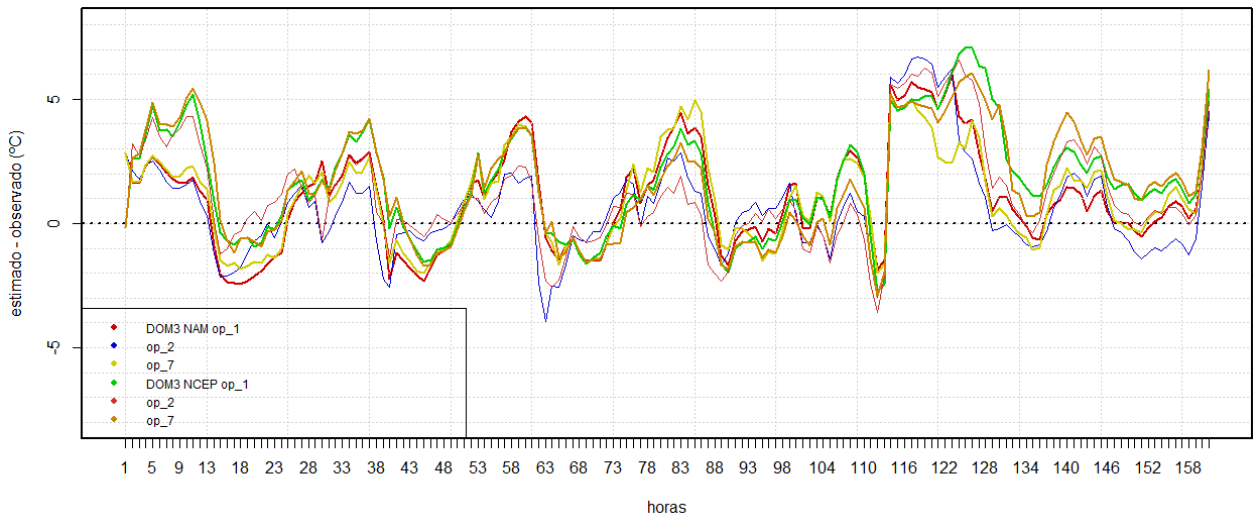
Como se observa en los diagramas de Taylor de la figura 22, el análisis general de las variables evaluadas durante la simulación de verano, mostró que los dominios interiores de mayor resolución (DOM2 y DOM3), simularon valores estadísticos muy parecidos entre sí, y al igual que como ocurrió durante el periodo de invierno, los valores de las simulaciones del DOM3, mostraron de manera generalizada, un mejor desempeño respecto a los datos observados.

En una revisión general, sin especificación individual de las opciones de PBL, ni datos iniciales, se observó que de ambos dominios, en el DOM3 las simulaciones de T-2m obtuvieron los valores más favorables de R, de hasta 0.95; seguido de la HR-2m con R de hasta 0.85; por último la VV-10m con los valores de R más favorables de hasta 0.45.

**Tabla 6. Cálculo de los errores estadísticos de las simulaciones en las variables de temperatura (T-2m), humedad relativa (HR-2m) y velocidad del viento (VV-10m) para el DOM3. Las opciones con los valores estadísticos más favorables son señalados en rojo.**

		NAM				NCEP			
opc_PBL		R <sup>2</sup>	RMSE	MAE	%BIAS	R <sup>2</sup>	RMSE	MAE	%BIAS
T-2m	<i>opc 1(YON)</i>	0.83	2.26	1.77	2.9	0.8	2.7	2.14	4.8
	<i>opc 2(MYJ)</i>	<b>0.86</b>	<b>2.07</b>	<b>1.48</b>	<b>1.8</b>	0.83	2.36	1.67	3.3
	<i>opc 7(ACM2)</i>	0.85	2.12	1.72	3	0.8	2.67	2.14	4.5
HR-2m	<i>opc 1(YON)</i>	0.61	12.84	8.96	-15.8	0.64	12.74	8.79	-25.3
	<i>opc 2(MYJ)</i>	<b>0.67</b>	<b>12.11</b>	<b>8.63</b>	<b>-11.5</b>	0.64	11.8	8.4	-17.5
	<i>opc 7(ACM2)</i>	0.66	11.77	7.92	-15.8	0.59	13.49	9.43	-24.9
VV-10m	<i>opc 1(YON)</i>	0.11	1.57	1.21	11.4	0.033	1.61	1.24	4.1
	<i>opc 2(MYJ)</i>	0.12	2.11	1.71	35	0.039	1.97	1.58	29.2
	<i>opc 7(ACM2)</i>	<b>0.19</b>	<b>1.52</b>	<b>1.09</b>	<b>6.8</b>	0.047	1.55	1.16	-8.5

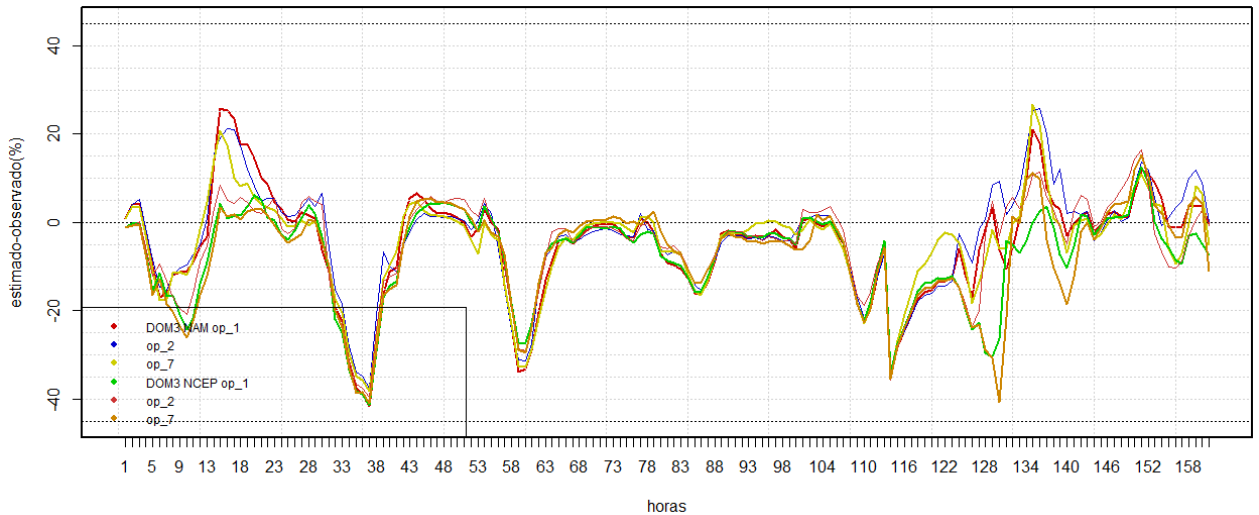
En la tabla 6 se muestra que de acuerdo a las estadísticas del DOM3, la T-2m fue la variable de mejor desempeño respecto a los valores observados, las 3 opciones de parametrización de PBL, mostraron que tanto los datos NAM como los NCEP, funcionaron de manera muy similar en los resultados de sus simulaciones, sin embargo, a penas por una ligera diferencia, los datos NAM fueron los estadísticos más favorables en esta variable. En estos, la opción 2 (MYJ) destacó por un valor de  $R^2= 0.86$ , y %BIAS de 1.8, seguida apenas de la opción 7 (ACM2), con  $R^2=0.85$  y %BIAS=3. Como se observa en la figura 22, la variación de la temperatura estimada a lo largo del periodo de verano, mostró que los valores a lo largo de las primeras 100 horas, se mantienen dentro del rango de sobreestimaciones de hasta 5°C y subestimaciones de 4°C, sin embargo, a partir de la hora 107, correspondiente a la madrugada del 24 de julio, las simulaciones manifestaron un drástico cambio y una mayor sobreestimación que alcanzó hasta 7°C. Este corto lapso comprendido aproximadamente entre la hora 107 y 130, coincide con el inicio del periodo de mayor influencia y significativo aumento de humedad monzónica que afectó la región de Mexicali y que fue mencionado a detalle anteriormente.



**Figura 22. Serie de tiempo de la variable temperatura (diferencia entre estimados y observados), para el periodo de verano del 19-26 de julio del 2014.**

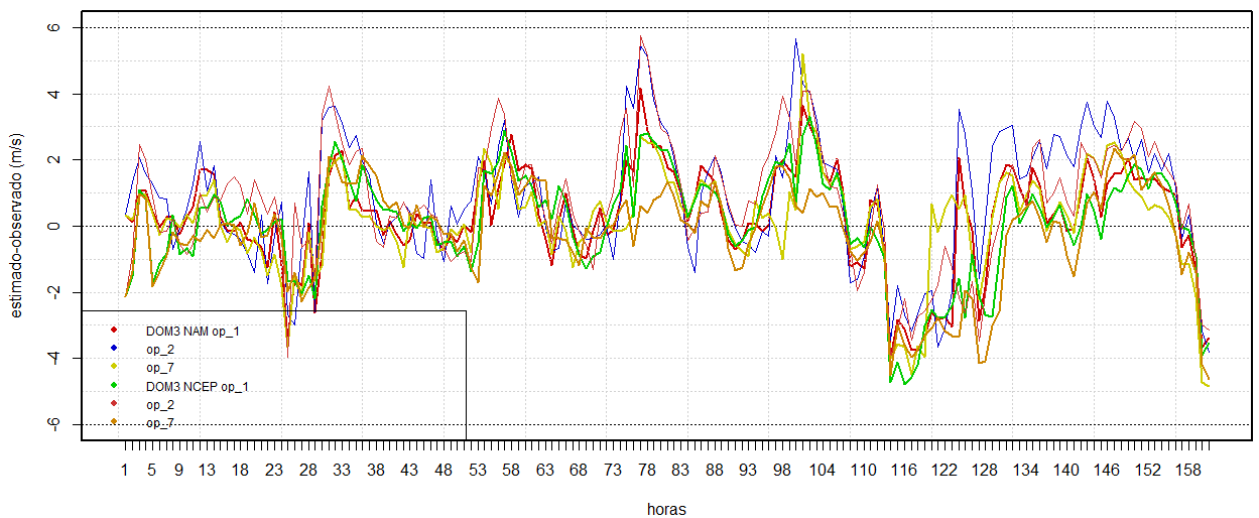
Respecto a la variable HR-2m, también los datos NAM en las opciones 2 (MYJ) y 7 (ACM2), tuvieron el mejor desempeño con valores de  $R^2$  de 0.67 y 0.66 respectivamente. En el análisis gráfico del comportamiento de las diferencias entre lo observado y estimado de la figura 23, para la minoría de los casos, fueron evidentes sobreestimaciones mayores a 20%, y en el resto, subestimaciones que alcanzaron hasta 40%. Es de destacar que dichos puntos de subestimación, aproximadamente ubicados en las horas 12, 36 y 60, corresponde a los valores máximos de humedad registrados durante las noches y madrugadas, incluso aun sin el efecto de la humedad monzónica manifestada a partir de la hora 107.

La tendencia a la subestimación de la HR-2m durante la mayor parte del periodo, también pudo ser observada mediante los valores estadísticos de todas las opciones de PBL (Tabla 6), que muestran valores negativos del %BIAS en NAM y NCEP, especialmente en las opciones 1(YON) y 7(ACM2). En la parte final del periodo, tras el efecto de la humedad monzónica a partir de la hora 107, el comportamiento de la variable HR-2m presentó diferencias menores, las cuales oscilaron entre  $\pm 15\%$ .



**Figura 23. Serie de tiempo de la variable de humedad relativa (diferencia entre estimados y observados), para el periodo de verano del 19-26 de julio del 2014.**

Finalmente, la VV-10m de manera similar a los valores que reportó la temporada de invierno, mostró un desempeño poco favorable en casi todas sus opciones de PBL. Como se puede observar en la figura 24, aproximadamente a lo largo de las primeras 100 horas del periodo de verano, existen sobre-estimaciones durante las noches que oscilan entre 2-5 m/s; posterior a la hora 100, en el periodo de mayor influencia de la humedad monzónica, se presentó una notoria subestimación de hasta 5 m/s. La opción 7 (ACM2) de los datos NAM, tuvo un desempeño relativamente favorable a comparación del resto de los casos, este mostró valores de RMSE=1.52, MAE=1.09 y el más alto  $R^2$  de 0.19. Es importante resaltar que a pesar de que los valores estimados con datos NCEP, obtuvieron valores muy bajos de  $R^2$ , el resto de los estadísticos se mostraron similares a los de NAM.



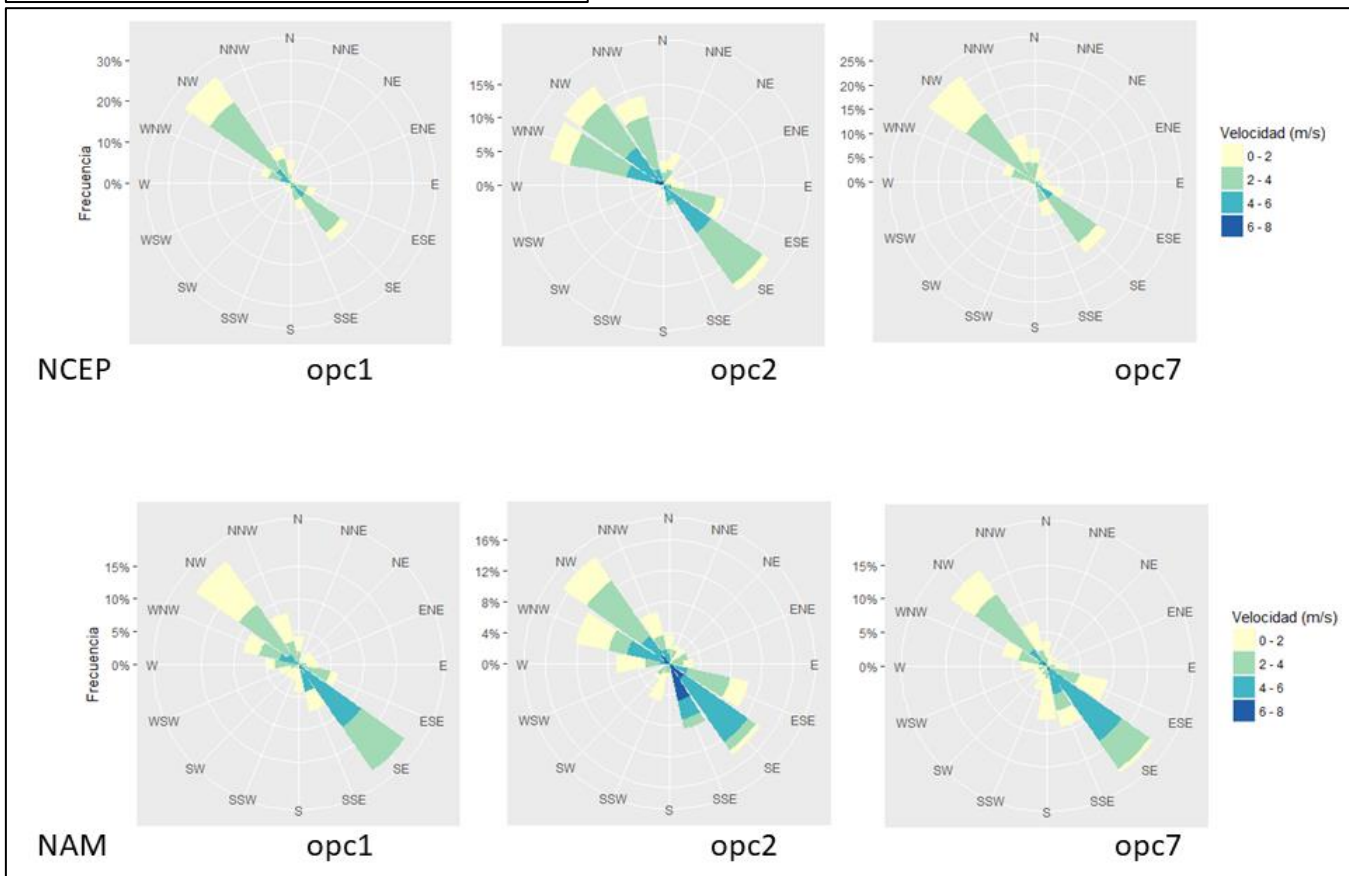
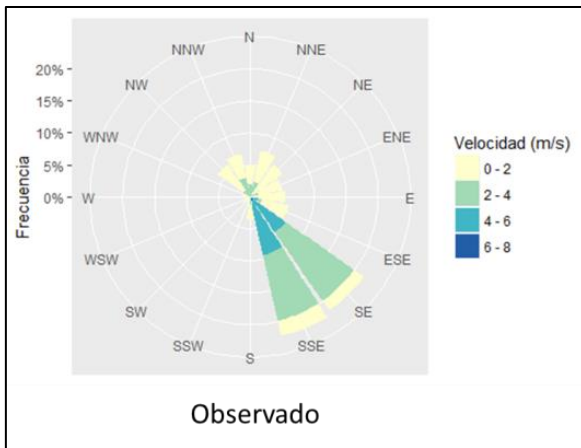
**Figura 24. Serie de tiempo de la variable de velocidad del viento (diferencia entre estimados y observados), para el periodo de verano del 19-26 de julio del 2014.**

Como se mencionó en la metodología y análisis de las variables estimadas, debido a las unidades de la DV-10m, esta fue comparada de acuerdo al sesgo positivo o negativo que presentó, mediante el estadístico BIASD. En los resultados mostrados en la tabla 7, el sesgo en la DV-10m fue negativo en todos los casos, excepto la opción 7 (ACM2) de los datos NAM. De manera individual, el resultado con el valor estadístico más favorable fue la opción 2 (MYJ) de los datos NAM con valor de BIASD de  $-5.06^\circ$ , sin embargo, fue también la menos favorable a partir de los datos NCEP, con BIASD de  $-19.38^\circ$ . En este caso, comparar entre los resultados de las simulaciones de VV-10 con NAM y NCEP, y deliberar la fuente de datos iniciales que mostró el resultado más favorable de manera generalizada, no fue del todo posible, pues de los resultados restantes la opción 1 de NCEP, obtuvo valores de BIASD de  $-5.49^\circ$ , los cuales superaron a su similar en NAM.

**Tabla 7. Cálculo del BIASD en las direcciones de viento (DV-10m), de los experimentos de verano.**

		NAM	NCEP
		opc_PBL	opc_PBL
		<b>BIASD</b>	<b>BIASD</b>
DV-10m	opc 1(YON)	-9.74	<b>-5.49</b>
	opc 2(MYJ)	<b>-5.06</b>	-19.38
	opc 7(ACM2)	<b>6.27</b>	-8.45

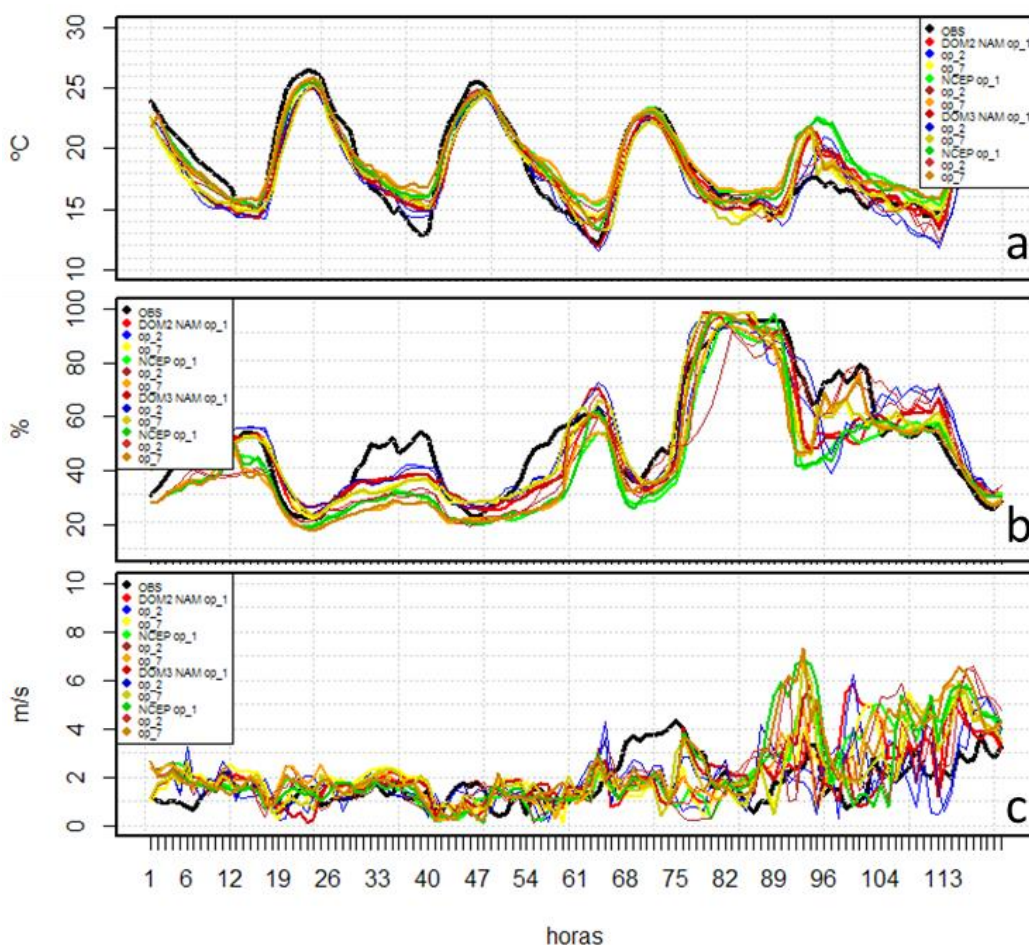
Además de los valores estadísticos poco favorables del BIASD en la variable de DV-10m, y lo observado anteriormente con la VV-10m, las rosas de viento del periodo de verano que se muestran en la figura 25, mostraron una marcada sobreestimación en los valores de velocidad para las direcciones de viento del noroeste. De igual manera, aunque se observó que el mejor resultado de acuerdo a los valores de BIASD en la DV-10m (opción 2 de NAM), no coincidió con una buena estimación de las velocidades, gráficamente fue posible observar un desempeño equilibrado y relativamente más favorable en las opciones 1 y 7 de los mismos datos iniciales.



**Figura 25. Rosas de vientos obtenidas de los experimentos realizados para el periodo de verano del 19-26 de julio.**

## CAPÍTULO 5. CONCLUSIONES

Tras la realización de los diversos experimentos bajo tres parametrizaciones de PBL en el modelo meteorológico WRF a partir de datos iniciales de NAM y NCEP durante periodos cortos de invierno y verano, los resultados obtenidos en las variables de temperatura (T-2m), humedad (HR-2m), velocidad (VV-10m) y dirección del viento (DV-10m), fueron evaluados estadísticamente. Al contrastar los resultados con los datos medidos en superficie por la estación meteorológica del Instituto de Ingeniería, UABC-Mexicali, se observó que en la mayoría de los casos existen sobreestimaciones del modelo.

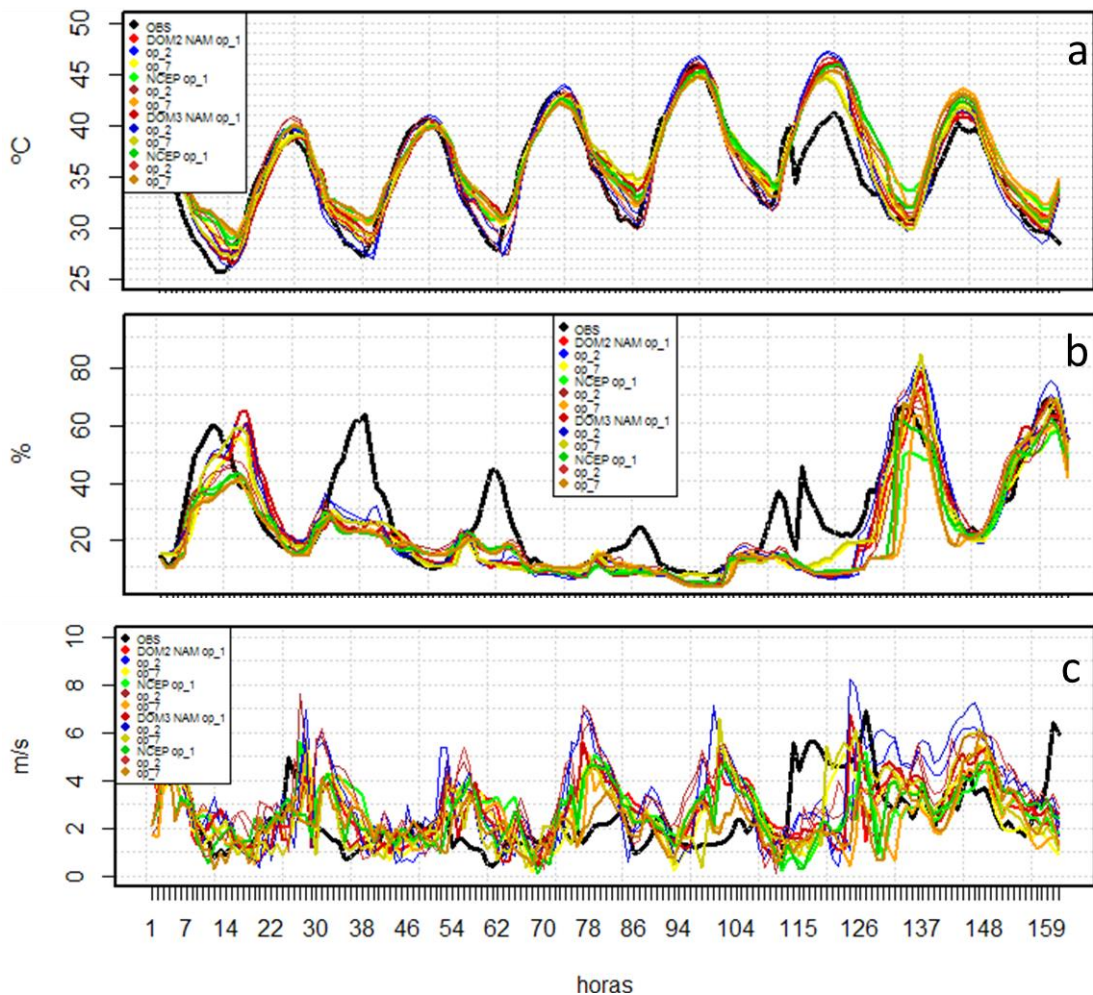


**Figura 26.** Serie de tiempo, del 9 al 14 de diciembre de 2014, de temperatura (a), humedad relativa (b) y velocidad del viento (c), durante el periodo del sistema frontal simulado. La línea en negro representa los valores observados y el resto las diferentes opciones con parametrizaciones de PBL.

Sin embargo, en el caso específico de la T-2m, se observó que esta variable fue la mejor pronosticada para ambos periodos de estudio, en donde la mayoría de las opciones de PBL funcionó satisfactoriamente con los datos iniciales NAM y NCEP. Los periodos de mayor influencia del sistema frontal en invierno y de humedad monzónica en verano (figura 26-a y 27-a), mostraron los mayores valores de sobreestimación;

cambio en el compartimento de la temperatura, logró ser simulado satisfactoriamente por el modelo hasta después de 12 a 24 horas de haber acontecido.

La variable de HR-2m, al igual que la T-2m, obtuvo buenos resultados con la mayoría de los experimentos, sin embargo, las opciones de parametrización 2 (MYJ) y 7 (ACM2) con datos NCEP, fueron las más favorables en invierno, mientras que en verano las mejores opciones fueron las mismas, pero con los datos iniciales NAM. También se observó en los valores estadísticos de error, y especialmente en los análisis gráficos, que durante periodos nocturnos, las estimaciones de HR-2m tuvieron una clara tendencia a subestimar. Es decir, de manera general, en ambos periodos los valores máximos de HR-2m no pudieron ser simulados con errores bajos, especialmente durante las noches.



**Figura 27.** Serie de tiempo, del 9 al 14 de diciembre de 2014, de temperatura (a), humedad relativa (b) y velocidad del viento (c), durante el periodo del sistema frontal simulado. La línea en negro representa los valores observados y el resto las diferentes opciones con parametrizaciones de PBL.

Finalmente, en la VV-10m y DV-10m, no se obtuvieron resultados tan favorables como en las simulaciones de HR-2m y T-2m. La variabilidad del viento, no pudo ser

representada adecuadamente por las opciones de PBL usadas en este trabajo. En la comparación gráfica de las series medidas y simuladas (Figura 26-c y 27-c), se pudo observar que las opciones simuladas no siguieron con precisión la variabilidad en cortos lapsos, y en la mayoría de los casos, el modelo fue lento en reaccionar a los cambios rápidos. Sin embargo, aunque se puede concluir de acuerdo a los resultados observados, que las opciones de PBL con datos NAM, respondieron mejor en las simulaciones de VV-10m y DV-10m, es importante resaltar que las comparaciones realizadas en esta investigación, fueron respecto a una sola estación de referencia en tierra, y aunque este procedimiento no es considerado óptimo si se cuenta con más información medida, el trabajo a futuro en el pronóstico de las variables, deberá considerar una extensión espacial mayor o un promedio de estas a lo largo del área que cubre la celda del dominio y posiblemente experimentar de nueva cuenta con las opciones de PBL y datos NCEP.

También resulta recomendable proponer para el trabajo a futuro, la evaluación de más opciones de parametrización de PBL de difusión local, o similares a la opción 2 (MYJ), y realizar la simulación de nuevos eventos de invierno y verano, con posibilidades de extender los periodos de análisis a distintas escalas espaciales y temporales.

## Bibliografía

- Arnold, D., Morton, D., Schicker, I., Seibert, P., Rotach, M. W., Horvath, K., ... & Takemi, T. (2012). High resolution modelling in complex terrain: report on the HiRCoT 2012 Workshop, Vienna, 21-23 February 2012. Institut für Meteorologie, Department Wasser-Atmosphäre-Umwelt, Univ. f. Bodenkultur.
- Bauer, P., Thorpe, A., & Brunet, G. (2015). The quiet revolution of numerical weather prediction. *Nature*, 525(7567), 47. *EarthMagazine* 2016
- Bianco, L., 2008: Surface layer parameterization in WRF, ATOC 7500: Mesoscale Meteorological Modeling, consultado en mayor del 2017. [http://cires1.colorado.edu/science/groups/pielke/classes/at7500/Bianco\\_SFC.pdf](http://cires1.colorado.edu/science/groups/pielke/classes/at7500/Bianco_SFC.pdf)
- Carvalho, D., Rocha, A., Gómez-Gesteira, M., & Santos, C. (2012). A sensitivity study of the WRF model in wind simulation for an area of high wind energy. *Environmental Modelling & Software*, 33, 23-34.
- Douglas, M. W., Maddox, R. A., Howard, K., & Reyes, S. (1993). The mexican monsoon. *Journal of Climate*, 6(8), 1665-1677.
- Durrenberger, R. W. (1968), *Elements of California Geography*, Natl. Press Books, Palo Alto, California.
- EMC-NCEP, 2018. Environmental Modelling Center/ National Centers for Environmental Prediction/NOAA. Descripción del modelo NAM. Obtenido de <http://www.emc.ncep.noaa.gov/index.php?branch=NAM>
- Flaounas, E., S. Bastin y S. Janicot (2010). Regional climate modelling of the 2006 West African monsoon: sensitivity to convection and planetary boundary layer parameterisation using WRF. *Climate Dynamics*. 36: 1083–1105
- García-Díez, M., Fernández, J., Fita, L., & Yagüe, C. (2013). Seasonal dependence of WRF model biases and sensitivity to PBL schemes over Europe. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139(671), 501-514.
- Garrat, J. R. (1992). *The atmospheric boundary layer*. Cambridge University Press. 310 pp
- Hales, J. E. (1972). Surges of maritime tropical air northward over the Gulf of California. *Monthly Weather Review*, 100(4), 298-306.
- Higgins, R. W., Yao, Y., & Wang, X. L. (1997). Influence of the North American monsoon system on the US summer precipitation regime. *Journal of Climate*, 10(10), 2600-2622.

- Hu, X., J. Nielsen-Gammon y F. Zhang (2010). Evaluation of Three Planetary Boundary Layer Schemes in the WRF Model. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 49: 1831-1844
- Jiménez, P. A., Dudhia, J., González-Rouco, J. F., Montávez, J. P., García-Bustamante, E., Navarro, J., ... & Muñoz-Roldán, A. (2013). An evaluation of WRF's ability to reproduce the surface wind over complex terrain based on typical circulation patterns. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(14), 7651-7669.
- Jorba, O., Loridan, T., Jiménez-Guerrero, P., & Baldasano, J. M. (2008,). Annual evaluation of WRF-ARW and WRF-NMM meteorological simulations over Europe. In *9th Annual WRF Users' Workshop* (pp. 23-27).
- Kalnay, E. (2003). Atmospheric modeling, data assimilation and predictability. Cambridge university press.
- Kapos, V.; Pallant, E.; Bien, A. & S. Freskos 1990. Gap frequencies in lowland rainforest sites on contrasting soils in Amazonian Ecuador. *Biotropica* 22, 218-225. doi:10.2307/2388531
- Luévano De la Cruz, A. C. (2014). “Estudio de sensibilidad de parametrizaciones de capa límite atmosférica con el modelo weather research and forecasting (wrf) para la región de laguna verde” (Tesis de licenciatura en Ciencias Atmosféricas). Universidad Veracruzana. Xalapa, Veracruz.
- Lynch, P. (2008). The origins of computer weather prediction and climate modeling. *Journal of Computational Physics*, 227(7), 3431-3444.
- Méndez-Pérez, J. M., López, A., & Luévano De la Cruz, A. C. L. (2016). Evaluación del desempeño del modelo WRF sobre la región montañosa central de Veracruz, México, durante una campaña de mediciones en el verano del 2015. In *Clima, sociedad, riesgos y ordenación del territorio* (pp. 237-246).
- NCEP-FNL, 2018. National Centers for Environmental Prediction/NOAA. Descripción del modelo NCEP FNL (Operational Model Global Tropospheric Analyses). Obtenido de <https://rda.ucar.edu/datasets/ds083.2/#!description>
- Pozo D., Marín J. C., Illanes L., Curé M.y. Rabanus D. (2016). Validation of WRF forecasts for the Chajnantor region, *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, Volume 459, Issue 1, 11 June 2016, Pages 419–426, <https://doi.org/10.1093/mnras/stw600>
- Ruddiman, W. F. (2001). *Earth's Climate: past and future*. Macmillan.
- Shin, H. H. y Song-You Hong. (2011). Intercomparison of Planetary Boundary-Layer Parametrizations in the WRF Model for a Single Day from CASES-99. *Boundary-Layer Meteorology*. 139:261–281

Siuta, D., West, G., & Stull, R. (2017). WRF hub-height wind forecast sensitivity to PBL scheme, grid length, and initial condition choice in complex terrain. *Weather and Forecasting*, 32(2), 493-509.

Skamarock, W. C., 2008: A Description of the Advanced Research WRF Version 3. NCAR Notas técnicas de NCAR/TN-475+STR

Stull, R. B. (1988).Re edición 2012. An introduction to boundary layer meteorology (Vol. 13). Springer Science & Business Media.

Surussavadee, C. (2017). Evaluation of WRF near-surface wind simulations in tropics employing different planetary boundary layer schemes. In *Renewable Energy Congress (IREC), 2017 8th International* (pp. 1-4). IEEE.

Surussavadee, C., & Wu, W. (2015). Evaluation of WRF planetary boundary layer schemes for high-resolution wind simulations in Northeastern Thailand. In *2015 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)* (pp. 3949-3952). IEEE.

Sutton, O. G. (1953). *Micrometeorology*. McGraw Hill. 341 pp

Taylor, K. E. (2001). Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D7), 7183-7192.

WPC-NCEP, 2018. Daily Weather Maps. Obtenido de <http://www.wpc.ncep.noaa.gov/dailywxmap/index.html>