



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

**ANÁLISIS DEL IMPACTO DE LA
INTERACCIÓN SUELO-ATMÓSFERA EN
LAS CONDICIONES METEOROLÓGICAS
DEL VALLE DE ABURRÁ UTILIZANDO
EL MODELO WRF**

Mauricio Zapata Henao

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Minas, Escuela de Geociencias y Medio Ambiente
Medellin, Colombia
2015

ANÁLISIS DEL IMPACTO DE LA INTERACCIÓN SUELO-ATMÓSFERA EN LAS CONDICIONES METEOROLÓGICAS DEL VALLE DE ABURRA UTILIZANDO EL MODELO WRF

Mauricio Zapata Henao

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de:
Magister en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos

Director:
PhD. Carlos David Hoyos

Línea de Investigación:
Ciencias de la Tierra y el Espacio - Simulación Numérica

Universidad Nacional de Colombia
Facultad de Minas, Escuela de Geociencias y Medio Ambiente
Medellin, Colombia
2015

A Magnolia y Juli.

Agradecimientos

A Magnolia por su eterno apoyo, confianza, por estar siempre presente y por siempre creer que soy capaz de hacer todo lo que me propongo; a Sebas y Laura, a quienes admiro demasiado y a Marcos por sus consejos y apoyo.

A Carlos, a quien le tengo infinita gratitud por creer en mi; sus consejos, opiniones e ideas, me hicieron crecer en el ámbito académico y mas importante aun como persona, de verdad Carlos muchas gracias.

Al Sistema de Alerta temprana de Medellín y el valle de Aburrá (SIATA), mi segundo hogar, donde gracias a todos mis compañeros de trabajo y amigos, fue posible terminar este proceso; en especial a Juan Camilo Trujillo, Julian Sepulveda, Laura Herrera (compañeros de trasnocho y momentos de pánico), Lina Ceballos, Juan camilo Hernandez (por su disposición y paciencia) y Daniela Garcia (por el apoyo incondicional de los últimos meses).

Resumen

El modelo implementado por el Sistema de Alerta Temprana de Medellín y el Valle de Aburrá – SIATA- para la generación de pronósticos operacionales de temperatura y precipitación en la región cercana al valle de Aburrá, Colombia, ha tenido falencias en representar la variabilidad espacio-temporal de la precipitación. Es por esto que, como estrategia de mejoramiento, se plantea una metodología de simulación experimental cuyo objetivo es realizar simulaciones climatológicas al interior de un dominio local y luego, evaluar el impacto de diferentes escenarios reales e ideales para la zona de estudio. Dicha metodología se basa en la suposición que al realizar simulaciones con condiciones de frontera climatológicas, los resultados en un dominio interno con mayor resolución espacial deberán reflejar el comportamiento climatológico de determinada región.

Los resultados son evaluados con estaciones en tierra, radiosondeos y reanálisis con el fin de validar la metodología propuesta. Para esto se plantean tres escenarios: modificación de usos del suelo, topografía y humedad del suelo en las condiciones de frontera. Además, se evalúan las diferentes parametrizaciones disponibles en el modelo WRF para representar la interacción suelo-atmósfera.

La metodología implementada y evaluada en el presente trabajo de investigación puede ser extendida a muchas otras aplicaciones según las necesidades del usuario. Igualmente, los escenarios que se proponen en este trabajo representan una muestra del alcance práctico del uso de esta metodología.

Palabras clave: Modelación meteorológica, Weather Research Forecast (WRF), interacción suelo-atmósfera, topografía, usos del suelo

Abstract

The forecast model implemented by the Sistema de Alerta Temprana de Medellín y el Valle de Aburrá (SIATA) to generate operational forecasts of temperature and precipitation in the Aburrá valley region, Colombia has shortcomings in representing the spatial and temporal variability of the precipitation. This is the reason why it is used an improvement strategy using an experimental simulation methodology with the goal of make weather simulations inside a local domain. Then, the results are evaluated with respect to the impact of different, real and ideal scenarios within the area of study. This methodology is based on the assumption that the simulation with climatic border conditions that are result in an internal domain with higher spatial resolution, should reflect the climatic behavior of certain region. The results are evaluated with ground stations such radiosondes and reanalysis data in order to validate the proposed methodology. For this reason, three scenarios are proposed and are based on modifying the land use, the topography and the soil moisture around the boundary conditions. Besides this, different settings available in the WRF are evaluated to represent the interaction between soil and atmosphere.

The methodology that is implemented and evaluated in this research can be extended to many other applications according to requirements of the user. In the same way, the proposed scenarios are a representation of a practical sample of the scope of the use of this methodology.

Key words : weather modeling, Weather Research Forecast (WRF), soil-atmosphere, topography, land use

Contenido

1. Introducción	2
2. Climatología de Colombia y el valle de Aburrá utilizando el modelo WRF	9
2.1. Estrategia Experimental	10
2.1.1. Metodología experimental usando el modelo WRF	11
2.2. Descripción de la Zona de Estudio	15
2.2.1. Dominio Externo: Noroeste de Suramerica y Colombia	15
2.2.2. Dominio Interno: Antioquia y valle de Aburrá	16
2.3. Descripción del modelo Weather Research Forecast (WRF)	17
2.3.1. Condiciones de iniciales y de borde: Final Analisis (FNL)	18
2.3.2. WRF Preprocessing System (WPS)	19
2.3.3. Advanced Research WRF (ARW)	22
2.4. Características técnicas	24
2.5. Descripción de la climatología de Colombia y el valle de Aburrá	25
2.5.1. Temperatura superficial	25
2.5.2. Velocidad y dirección de vientos zonales y meridionales	26
2.5.3. Velocidad y dirección de viento vertical (Omega)	32
2.5.4. Precipitación	33
2.6. Validación de los resultados	37
2.6.1. Velocidad y dirección de vientos zonales y meridionales	37
2.6.2. Configuración de 3 dominios.	40
2.6.3. Temperatura superficial	41
2.6.4. Precipitación	43
2.6.5. Variables a diferentes niveles de presión (Radiosondeos).	44
3. Cambio en las parametrizaciones del submodelo de interacción suelo-atmósfera	48
3.1. Modelos de suelo <i>Land-Surface-Model (LSM)</i>	49
3.1.1. Historia y evolución de los <i>Land-Surface-Models</i>	49

3.1.2.	Descripción de los LSM	52
3.1.3.	Ecuaciones que gobiernan el modelo	55
3.2.	Análisis de las diferencias entre los diferentes esquemas suelo-vegetación-atmósfera en el Valle de Aburrá	60
3.2.1.	Análisis exploratorio	62
3.2.2.	Prueba de significancia estadística	64
3.2.3.	Variables superficiales	66
3.2.4.	Temperatura, humedad relativa, velocidad de viento zonal y meridional, a diferentes niveles de presión	71
3.2.5.	Diagramas P-T de cambio de fase en superficie	73
3.2.6.	Relación de Bowen	75
3.2.7.	Relación entre variables	80
3.2.8.	Precipitación	81
4.	Análisis del impacto de los cambios en el uso del suelo y la topografía	83
4.1.	Escenario 1: Uso del Suelo Modificado	83
4.1.1.	Temperatura superficial	85
4.1.2.	Impacto en la estabilidad atmosférica	88
4.1.3.	Área de impacto asociada a modificaciones en el uso del suelo	92
4.2.	Escenario 2: Ausencia de Topografía	95
4.2.1.	Temperatura superficial	97
4.2.2.	Circulación de viento superficial	98
4.2.3.	Velocidad y dirección de viento vertical (Omega)	101
4.2.4.	Impacto en la estabilidad atmosférica	102
4.3.	Análisis estadístico	103
4.3.1.	Análisis exploratorio	104
4.3.2.	Prueba de significancia estadística	106
4.4.	Escenario 3: Anulación de la humedad del suelo en las condiciones de borde	108
5.	Discusión y Conclusiones	114

Lista de Figuras

1-1. En la primera fila: el evento del 29 de octubre de 2014 a las 16:00 y en la segunda evento del 10 de abril de 2015 a las 14:00; a la izquierda el acumulado de precipitación obtenido del radar meteorológico del AMVA utilizando el modelo multi-etapa propuesto por Sepulveda (2015) y a la derecha el pronóstico de precipitación obtenido del WRF.	4
2-1. A la derecha se muestra la configuración de dominios anidados, las líneas punteadas representan la ubicación espacial de cada dominio, a la izquierda se muestra un zoom sobre el dominio local; los colores en ambas figuras representan la topografía de la zona.	12
2-2. Funcionamiento del modelo WRF, agrupado en cuatro fases: Bases de datos externas (verde), el pre-procesamiento (azul), procesamiento (rojo) y post-procesamiento (gris)	18
2-3. Ciclo anual puntual de temperatura superficial, a la izquierda se muestra la distribución espacial de los puntos muestreados, en el centro, el ciclo anual de los puntos ubicados por encima de $10^{\circ}N$ y a la derecha el ciclo anual de los puntos ubicados por debajo de $10^{\circ}S$	26
2-4. Ciclo anual de viento superficiales en el dominio externo, la velocidad está representada por la escala de colores y la dirección por flechas, las cuales fueron escaladas según la velocidad.	28
2-5. Ciclo anual de viento superficiales en el dominio interno, la velocidad está representada por la escala de colores y la dirección por flechas, las cuales fueron escaladas según la velocidad.	30
2-6. Ciclo anual de viento zonal donde: rojo Este, azul oeste, entre las latitudes $6.1 N$ y $6.3 N$, el color gris representa la topografía en la sección transversal.	31
2-7. Ciclo anual de viento meridional: rojo norte, azul sur, entre las latitudes $75.5 W$ y $75.6 N$, el color gris representa la topografía en la sección transversal.	32

2-8. Ciclo diurno de velocidad de viento vertical (ω), en rojo ascendente y azul descendente, el color gris representa la topografía en la sección transversal.	33
2-9. Ciclo diurno de precipitación en el dominio interno	34
2-10. Ciclo Anual de precipitación en el dominio interno	36
2-11. Ciclo anual de viento superficiales FNL, la velocidad esta representada por la escala de colores y la dirección por flechas, las cuales fueron escaladas según la velocidad	38
2-12. Ciclo anual de viento superficiales NCEP/NCAR, la velocidad esta representada por la escala de colores y la dirección por flechas, las cuales fueron escaladas según la velocidad	39
2-13. A la derecha se muestra la configuración de 3 dominios, las líneas punteadas representan la ubicación espacial de cada dominio, a la izquierda se muestra un zoom sobre el dominio local; los colores en ambas figuras representan la topografía de la zona.	41
2-14. Ciclo diurno de temperatura: Control es la simulación en el dominio interno (negro), Cont-3dom es la simulación utilizando la configuración de 3 dominios (rojo) , S-O es el modelo operacional del SIATA (azul) y obs son las observaciones de la red meteorológica del SIATA (verde).	43
2-15. Ciclo diurno de precipitación: Control es la simulación en el dominio interno (negro), Cont-3dom es la simulación utilizando la configuración de 3 dominios (rojo) , S-O es el modelo operacional del SIATA (azul) y obs son las observaciones de la red meteorológica del SIATA (verde).	44
2-16. Ciclo diurno de temperatura, humedad relativa, viento zonal y meridional; en la figura de la izquierda la línea continua representa la temperatura y la punteada la humedad relativa, en la figura de la derecha la línea continua representa el viento zonal y la punteada el viento meridional; en ambas figuras el rojo representa los resultados del WRF y la línea azul las observaciones de los radiosondeos.	46
3-1. Mediana de las diferentes variables superficiales: en negro la simulación de control, en azul el esquema de difusión térmica, en rojo el esquema de Pleim-Xiu y en verde el esquema RUC.	63
3-2. Rango inter cuartil de las diferentes variables superficiales: en negro la simulación de control, en azul el esquema de difusión térmica, en rojo el esquema de Pleim-Xiu y en verde el esquema RUC.	64

3-3. Resultado de la prueba estadística <i>U de Mann-Whitney</i> : azul enfoque de Difusión Térmica, en rojo Pliem-Xiu, en verde RUC y el magenta representa el umbral para aceptar la hipótesis nula.	66
3-4. Ciclo diurno de diferencias de temperatura superficial, tomando como referencia la simulación de control, colores rojos representa los lugares donde la temperatura de la simulación de control es mayor y colores azules representan los lugares donde la temperatura superficial de cada parametrización es mayor.	68
3-5. Ciclo diurno del flujo de calor sensible ($[W/m^2]$) para diferentes usos de suelo: Bosques (uso de suelo dominante), Pastizales y zonas urbanas.	69
3-6. Ciclo diurno del flujo de calor latente ($[W/m^2]$) para diferentes usos de suelo: Bosques (uso de suelo dominante), Pastizales y zonas urbanas.	70
3-7. Ciclo diurno de temperatura y humedad relativa: en la figura de la izquierda se muestra el perfil de temperatura y a la derecha el perfil de humedad relativa, para cada una de las parametrizaciones utilizadas.	71
3-8. Ciclo diurno de velocidad de viento zonal y meridional: en la figura de la izquierda se muestra el perfil de temperatura y a la derecha el perfil de humedad relativa, para cada una de las parametrizaciones utilizadas.	72
3-9. Ciclo diurno de la relación de presión de vapor y temperatura superficial: la línea negra punteada representa el valor de la presión de vapor de saturación para las diferentes temperaturas: en negro control, en azul DT-5l, en rojo P-X y en verde RUC.	75
3-10. Histograma de la relación de Bowen para bosques, suelo urbano, suelo sin vegetación y cuerpos de agua.	77
3-11. Ciclo diurno de la relación de Bowen en el dominio local, para las diferentes parametrizaciones utilizadas.	79
3-12. Dispersión de flujo de calor latente contra flujo de calor sensible y humedad específica: en negro control, en azul DT-5l, en rojo P-X y en verde RUC. . .	80
3-13. Ciclo diurno de precipitación en el dominio local, para las diferentes parametrizaciones utilizadas	82
4-1. Escenario 1: Actualización usos del suelo drenajes (azul), Embalses EPM (cyan) y límite urbano municipios del valle de Aburrá (verde)	84
4-2. En la figura de la izquierda se observa el mapa de usos de suelo originales y a la derecha los usos del suelo modificados.	85
4-3. ciclo diurno de diferencias de temperatura	86

4-4.	Histograma de temperatura superficial en nuevas zonas urbanas: en negro la simulación de control, en rojo el escenario 1 Uso Suelo Modificado (USM) y en azul el escenario 2 Sin Topografía (ST)	88
4-5.	Histograma de temperatura superficial en nuevas cuerpos de agua, en negro la simulación de control, en rojo el escenario 1 Uso Suelo Modificado (USM) y en azul el escenario 2 Sin Topografía (ST)	88
4-6.	Diagramas Skew-T para la simulación de control, para diferentes horas del ciclo diurno, CAPE = 179.2 [J/kg] a las 04:00 y CAPE = 1163.8 [J/kg] a las 16:00	89
4-7.	Diagramas Skew-T para puntos cuyo uso del suelo fueron modificados por cuerpos de agua en diferentes horas del ciclo diurno. A las 04:00 CAPE = 144.2.2 [J/kg] y a las 16:00 CAPE = 1062.9 [J/kg]	90
4-8.	Diagramas Skew-T para puntos cuyo uso del suelo fueron modificado por zonas urbanas: CAPE = 0 [J/kg] a las 04:00 y CAPE = 81.5 [J/kg] a las 16:00 . .	91
4-9.	Ciclo diurno de calor latente: a la izquierda zonas cuyo uso del suelo fueron modificados por cuerpos de agua y a la derecha por zonas urbanas. En negro la simulación de control, azul escenario 2 y rojo usos del suelo modificados. .	92
4-10.	Distribución espacial del RMSE para cuerpos de agua: temperatura superficial (rojo), componentes zonal y meridional de viento superficial (rojo y azul), la línea punteada representa la ubicación del punto de muestreo y las equis en el mapa representan la ubicación de cada punto evaluado.	93
4-11.	Distribución espacial del RMSE para zonas urbanas: temperatura superficial (rojo), componentes zonal y meridional de viento superficial (rojo y azul), la línea punteada representa la ubicación del punto de muestreo y las equis en el mapa representan la ubicación de cada punto evaluado.	95
4-12.	Escenario 2: Topografía = 1500 msnm; a la izquierda Sección transversal de la topografía este-oeste y a la derecha Sección transversal de la topografía norte-sur	96
4-13.	ciclo diurno de diferencias de temperatura	97
4-14.	Histograma de temperatura superficial para lugares con topografía extrema al interior del dominio interno: en negro la simulación de control, en rojo el escenario 1 Uso Suelo Modificado (USM) y en azul el escenario 2 Sin Topografía (ST)	98
4-15.	Ciclo anual de vientos superficiales en el dominio interno para el escenario 2: la velocidad esta representada por la escala de colores y la dirección por flechas, las cuales fueron escaladas según la velocidad.	99

4-16.Ciclo diurno de vientos superficiales en el dominio interno: en la primera fila se muestra el escenario 2 y en la segunda la simulación de control. La velocidad está representada por la escala de colores y la dirección por flechas, las cuales fueron escaladas según la velocidad.	100
4-17.Ciclo diurno de velocidad de viento vertical (ω): en rojo ascendente y azul descendente, para el escenario 2	101
4-18.Ciclo diurno de CAPE [J/kg] distribuido en el dominio local, en la primera fila la simulación de control y en la segunda fila el escenario 2.	103
4-19.Mediana de las diferentes variables superficiales: en negro la simulación de control, en rojo el escenario 1 Uso Suelo Modificado (USM) y en azul el escenario 2 Sin Topografía (ST). Las líneas negra verticales representan la separación entre los diferentes grupos de datos.	105
4-20.Rango intercuartil de las diferentes variables superficiales: en negro la simulación de control, en rojo el escenario 1 Uso Suelo Modificado (USM) y en azul el escenario 2 Sin Topografía (ST). Las líneas negras verticales representan la separación entre los diferentes grupos de datos.	106
4-21.Resultado de la prueba estadística <i>U de Mann-Whitney</i> : en rojo el escenario 1 Uso Suelo Modificado (USM) y en azul el escenario 2 Sin Topografía (ST). La línea verde punteada representa el valor umbral para aceptar la hipótesis nula.	107
4-22.Ciclo anual de humedad en la capa superficial del suelo para el dominio continental.	109
4-23.Precipitación acumulada para el 5, 15 y 25 de junio: en la primera línea se observa la simulación de control y en la segunda línea el escenario 3.	110
4-24.Precipitación acumulada para el 5, 15 y 25 de noviembre: en la primera línea la simulación de control y en la segunda línea el escenario 3.	111
4-25.Ciclo diurno calor latente en la primera línea y precipitación en la segunda línea para puntos con diferente uso del suelo: 1 bosques, 5 bosques mixtos y 10 pastizales.	112

Lista de Tablas

2-1. Parametrizaciones utilizadas en las simulaciones realizadas con el modelo WRF para el dominio externo y el dominio interno	13
2-2. Resumen del total de las simulaciones realizadas, agrupadas segun el tipo de experimentos realizado y ordenadas de acuerdo al orden del documento. . . .	14
2-3. Variables meteorológicas disponibles en el Final Analysis (FNL)	21
2-4. Ejemplo de Vtable, en la primera columna, se debe ingresar el ID de cada variable definido por el WRF, en la segunda, el nombre abreviado y compatible con <i>Metgrid</i> , la tercera, las unidades de cada variable y en la cuarta una breve descripción.	23
2-5. Características de estaciones en tierra utilizadas	42
3-1. Parámetros secundarios del suelo segun según su tipo.	54
3-2. Parámetros secundarios según el uso del suelo.	55
3-3. Características de las 4 parametrizaciones utilizadas.	61
3-4. Características de los puntos de muestreo.	62
4-1. Características de los puntos de muestreo: los valores del uso del suelo de la columna 2 hacen referencia a las categorías que ofrece MODIS y que aparecen en la Tabla 3-2	104

Capítulo 1

Introducción

Uno de los mayores retos en modelación meteorológica regional es la generación de pronósticos operacionales acertados y certeros en especial en variables de interés para la comunidad en general como son la precipitación y la temperatura; pero además un reto adicional es hacerlo en regiones tropicales y de topografía compleja, pues los procesos físicos que modulan la variabilidad de la precipitación son más complejos que aquellos que tienen lugar en los extratropicos y en regiones planas (Cuo et al., 2011). La modelación meteorológica es de gran utilidad en gestión de riesgos, pues si se hace un uso adecuado de los pronósticos acertados podrían disminuirse los costos materiales y, más importante aún, las vidas humanas afectadas por la ocurrencia de eventos climáticos y meteorológicos extremos como el ocurrido el pasado 29 de octubre (Ver Figura **1-1a**) en la ciudad de Medellín y el valle de Aburrá con acumulados de 60-70 mm en el nor-occidente del valle, una duración de 3 horas 45 minutos e intensidades máximas de 156 *mm/hr*, en el cual se presentaron inundaciones y daños materiales, incluyendo destechamiento de viviendas (sector de Moravia), y pérdida de vidas (Municipio de Bello); o eventos con acumulados moderados que de igual forma afectan a la población, como el ocurrido el 10 de abril de 2015, en la misma ciudad (Ver Figura **1-1c**), con acumulados de 34 mm en el sur-occidente, una duración de 3 horas e intensidad máxima de 156 *mm/hr* (Acumulados tomados del SIATA), el cual también generó caos vehicular y algunos daños materiales Dichos eventos fueron pronosticados por el Sistema de Alerta Temprana de Medellín y el Valle de Aburrá (SIATA) horas antes a su ocurrencia utilizando diferentes sensores remotos y técnicas de pronóstico que permiten tener información en distintas escalas temporales, entre las cuales se destaca la modelación meteorológica realizada con modelos de numéricos de pronóstico, como el Weather Research Forecast (WRF), el cual, en su configuración actual no representa de forma robusta la variabilidad espacio temporal de los sistemas que generan precipitación sobre la zona de estudio, como puede observarse

en la Figura 1-1. Esto se debe fundamentalmente a la gran cantidad de grados de libertad asociadas al fenómeno físico y cuyo conocimiento aún no es completo. Por lo tanto surge la necesidad implementar diferentes configuraciones del modelo y hacer un análisis de sensibilidad sobre la influencia de parámetros críticos en la modelación de la dinámica meteorológica local.

Con el objetivo de disminuir la vulnerabilidad de la población afectada a eventos extremos, el Sistema de Alerta Temprana de Medellín y el Valle de Aburrá (SIATA) implementó en septiembre de 2013 un modelo de predicción numérica de última generación desarrollado por el *National Center for Atmospheric Research's (NCAR)*, llamado *Weather Research Forecast (WRF)*, como modelo de pronóstico meteorológico operacional. Aunque los resultados obtenidos son en general de buena calidad y reflejan la climatología de la zona, se ha identificado que aun existe un alto grado de incertidumbre en la configuración específica de dicho modelo, es decir, en la selección de las parametrizaciones físicas para lograr una adecuada representación de las condiciones locales y por esto desde SIATA se han planteado diferentes estrategias para el mejoramiento del pronóstico meteorológico las cuales incluyen desde (i) técnicas de postprocesamiento o corrección estadística de las variables de interés (Model Output Statistics -MOS-), (ii) asimilación de datos de diferentes variables meteorológicas (ej: temperatura, humedad, vientos) medidos en estaciones y por sensores remotos (ej: reflectividad y velocidad radial del radar meteorológico) y (iii) el planteamiento de experimentos, escenarios y configuraciones alternas que permitan conocer de manera detallada la representatividad del modelo en nuestra zona, siempre y cuando dicha representatividad se deba a un entendimiento de la física que se pretende representar. Esta última estrategia enmarca el objetivo del presente trabajo de investigación.

Como parte inicial del presente trabajo, se plantea una metodología experimental de simulación, cuyo objetivo es poder hacer simulaciones climatológicas de alta resolución sobre una zona de estudio, la cual abre las puertas para evaluar el impacto a largo plazo de potenciales cambios en cuanto a usos del suelo en diferentes lugares, por ejemplo, el impacto meteorológico generado por proyectos hidroeléctricos, el impacto generado por el aumento de zonas verdes al interior de las ciudades o el efecto de la deforestación en la climatología de una región, como lo hicieron Shukla et al. (1990) para la selva tropical del Amazonas o Li et al. (2013) para un bosque boreal en Rusia, aunque en dichos estudios se usan metodologías diferentes a la propuesta en este trabajo de investigación. Si bien los escenarios mencionados anteriormente son reales, también es posible plantear condiciones idealizadas para evaluar la importancia de los diferentes componentes del sistema climático.

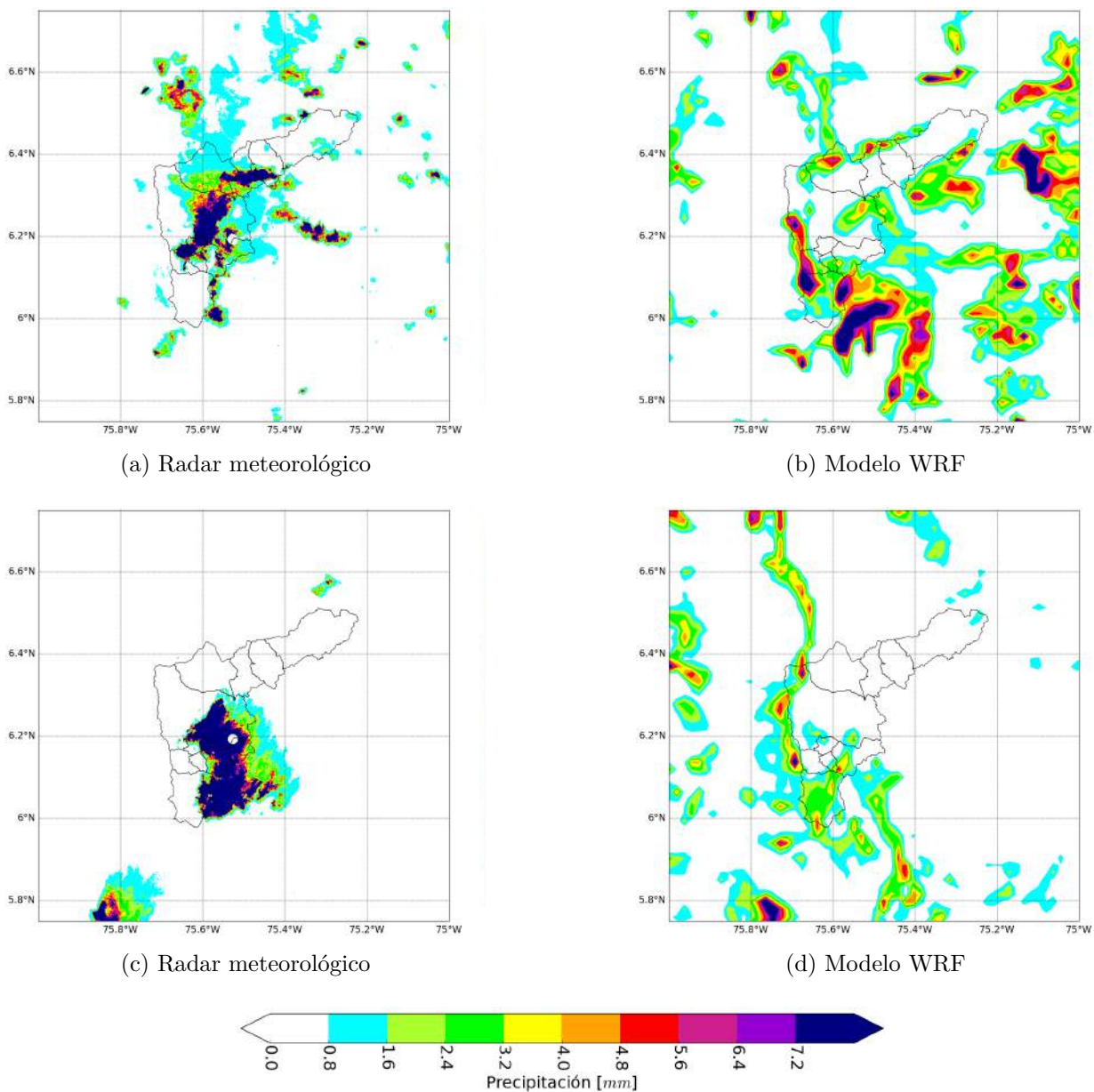


Figura 1-1: En la primera fila: el evento del 29 de octubre de 2014 a las 16:00 y en la segunda evento del 10 de abril de 2015 a las 14:00; a la izquierda el acumulado de precipitación obtenido del radar meteorológico del AMVA utilizando el modelo multi-etapa propuesto por Sepulveda (2015) y a la derecha el pronóstico de precipitación obtenido del WRF.

La metodología experimental aquí planteada parte de la suposición de que al realizar simulaciones usando condiciones de frontera climatológicas, los resultados en un dominio interno con mayor resolución espacial deben reflejar el comportamiento climatológico de la zona de estudio, y que, más importante aún, las posibles variaciones en variables físicas y dinámicas dentro del dominio interno se deben única y exclusivamente a los cambios en parametrizaciones y coberturas planteadas dentro del desarrollo de este trabajo. En la literatura se han planteado diferentes metodologías para cuantificar el impacto climatológico para diferentes escenarios. Huong and Pathirana (2013) y Jiang et al. (2008), por ejemplo, cuantifican el impacto de los cambios del uso del suelo en el tiempo, planteando un modelo de expansión urbana que depende del aumento poblacional para Vietnam y Texas respectivamente. Teniendo los usos del suelo proyectados para diferentes fechas, los autores realizan ejecuciones del modelo WRF para diferentes ventanas de tiempo en el futuro y finalmente analizan el efecto de dichos cambios en la precipitación y concentraciones de ozono. Estos y muchos otros experimentos pueden ser replicados utilizando la metodología aquí propuesta, donde es probable que los resultados sean más representativos ya que las condiciones de frontera reflejan el comportamiento climatológico de determinada región y no un año en particular.

Definida la metodología de trabajo se proponen tres diferentes tipos de experimentos en la zona de estudio, la cual en este caso es el valle de Aburrá, una región con topografía compleja ubicada en el trópico. Cada experimento está enfocado en modificar diferentes tipos de parámetros o configuraciones del modelo WRF: condiciones de frontera, parámetros invariantes del modelo (topografía, uso del suelo, tipo de suelo y tipo de vegetación) y esquemas o parametrizaciones de interacción suelo-vegetación-atmósfera. Estos experimentos giran en torno a uno de los procesos de mayor importancia en el sistema climático como lo es la interacción suelo-vegetación-atmósfera. Los modelos utilizados para representar dicho proceso son llamados modelos de suelo o Land Surface Model (LSM), y son los encargados de cuantificar los intercambios de masa, momentum y energía entre la superficie y la capa más baja de la atmósfera, basándose principalmente en las ecuaciones de balance de masa y energía en superficie. En la década de los 60 se propusieron los primeros modelos de suelo, los cuales eran muy primitivos (Manabe, 1969), y cuyo objetivo era cuantificar los términos más importantes en la ecuaciones de balance; en la actualidad se encuentran disponibles parametrizaciones con mayor complejidad en la representación de los procesos físicos involucrados. El modelo WRF cuenta con diferentes LSM, como NOAH-LSM, desarrollada por Niu et al. (2011), Rapid Update Cycle (RUC) desarrollada por Smirnova and Brown (1996), el enfoque propuesto por Xiu and Pleim (2001) y el modelo de difusión térmica propuesto por Dudhia (1996). Cada una de las parametrizaciones mencionadas difieren en complejidad y en-

foques utilizados para cuantificar los términos en las ecuaciones de balance de agua y energía.

El primer experimento que se plantea tiene dos objetivos; el primero es la construcción de un año de condiciones de frontera promedio que reflejen la climatología de la zona de estudio en el contexto del modelo, generado a partir de los resultados de 9 años de simulación sobre un dominio continental. Las condiciones de frontera promedio son evaluadas con el objetivo de garantizar que la configuración y metodología propuestas representen adecuadamente los rasgos más representativos de la climatología continental y local. Para dicha evaluación se utilizan observaciones en tierra con estaciones pluviométricas y meteorológicas, radiosondeos y climatologías obtenidas a partir de reanalysis (NCEP/NCAR y FNL); el segundo objetivo es introducir forzadores en las condiciones de frontera para evaluar el impacto de dichos cambios en la zona de estudio, en este caso se propuso la inhibición de la humedad del suelo a diferentes profundidades para analizar el impacto generado en los flujos de energía superficial, los cuales repercuten finalmente en los acumulados de precipitación.

El segundo experimento tiene como objetivo evaluar el desempeño de las diferentes parametrizaciones de interacción suelo-atmósfera disponibles en el modelo WRF (NOAH-LSM, RUC, P-X y Difusión Térmica) y así determinar con cuál se obtiene una mejor representación de los rasgos climatológicos de la zona de estudio. Cada parametrización plantea hipótesis o suposiciones diferentes al cuantificar los términos de las ecuaciones de balance, las cuales se ven reflejadas en los resultados obtenidos. También es necesario evaluar la relación beneficio-costos en términos de mejoramiento del pronóstico y complejidad de la parametrización, asociada al costo computacional y al número de variables involucradas en el proceso, las cuales no necesariamente son conocidas o verificables. Khvorostyanov et al. (2010) y Jin et al. (2010) realizaron experimentos similares en París y el oeste de Estados Unidos. Jin et al. (2010) acopla un modelo de tercera generación con vegetación dinámica (CML3), el cual arroja mejores resultados que el resto de las parametrizaciones debido a su complejidad y evolución en el tiempo de la vegetación. Los autores citados anteriormente hacen la evaluación con observaciones tomadas en superficie. Más que una metodología de evaluación debido a la naturaleza del experimento, en el presente trabajo se plantea una comparación tomando como referencia una simulación de control cuya configuración emplea el NOAH-LSM como modelo de interacción suelo-atmósfera. Los diferentes análisis que se plantean están enfocados a denotar las fortalezas y debilidades de cada una de las parametrizaciones y finalmente recomendar el enfoque que mejor represente las condiciones climatológicas de la zona de estudio.

Finalmente, el tercer experimento plantean diferentes escenarios asociados a los parámetros invariantes del modelo, reales o idealizados, para los cuales se desea cuantificar el impacto en la climatología de una región: el primer escenario es una modificación del mapa de usos del suelo que se utiliza por defecto en el modelo WRF, donde los cambios están orientados a aumentar el área de zonas urbanas (límite urbano del área metropolitana del valle de Aburrá) y cuerpos de agua (embalses de EPM y drenajes dobles según el Sistema de Información Geográfica para la Planeación y el Ordenamiento Territorial (SIGOT, 2015)); el segundo escenario gira en torno al efecto que tiene la topografía y la morfología en la climatología de una región. Para esto se propone la generación de una meseta de una altura de referencia de 1500 msnm y se asigna dicha altura a todos los puntos al interior del dominio local. El análisis se realiza enfocado a las variables superficiales y en diferentes niveles de presión; en el tercer y último escenario, aunque está relacionado con la modificación en las condiciones de borde, se plantean condiciones de humedad del suelo idealizadas sobre el dominio continental y consiste en la completa inhibición del contenido volumétrico de agua al interior de las diferentes capas de suelo. Teniendo dicho forzador en las condiciones de frontera se procede a hacer la respectiva simulación en el dominio interno, en este caso los análisis propuestos están enfocados a observar las diferencias en los acumulados de precipitación y observar el comportamiento de los flujos de energía superficiales. En la literatura se han propuesto diferentes escenarios, por ejemplo Shukla et al. (1990) representó la deforestación en el Amazonas con el cambio de bosques tropicales por pastizales y cambió parámetros hidráulicos del suelo para simular un suelo desagregado. Los resultados obtenidos de cierta forma reflejan el impacto de la deforestación en la climatología del Amazonas. Lo anterior refleja que es posible diseñar diferentes tipos de escenarios según los intereses individuales de cada usuario.

Todos los experimentos planteados giran en torno a conocer la sensibilidad de diferentes parámetros inherentes de los sub-modelos de interacción suelo-vegetación-atmósfera, con la finalidad de disminuir la incertidumbre asociada a la representación de los procesos físicos relacionados con dicho sub-modelo. Además con la evaluación del desempeño de las diferentes parametrizaciones se recomiendan y se descartan para el valle de Aburrá algunos de los submodelos evaluados. Cabe anotar que la metodología experimental de simulación implementada podría usarse para diferentes objetivos a los planteados en el presente trabajo de investigación.

El presente documento esta estructurado de la siguiente manera. En el Capítulo 2 se presenta la metodología experimental de simulación, se describe la configuración del modelo

WRF utilizada y finalmente los resultados climatológicos son descritos y evaluados utilizando observaciones en superficie, radiosondeos y reanálisis; en el Capítulo 3 se evalúa el desempeño de las diferentes parametrizaciones LSM disponibles en el modelo WRF, tomando como referencia los resultados obtenidos con el NOAH-LSM; y en el Capítulo 4 se analiza el efecto de los tres escenarios propuestos en la climatología de la zona de estudio.

Capítulo 2

Climatología de Colombia y el valle de Aburrá utilizando el modelo WRF

El presente capítulo tiene dos objetivos principales. El primero de ellos es establecer la base de la estrategia metodológica y experimental en la que se desarrolla el trabajo de simulación numérica aquí presentado, en el cual se pretende evaluar la influencia de las condiciones superficiales y la interacción suelo-atmósfera en la meteorología de la región. Específicamente, como se describió en el capítulo introductorio, la metodología experimental aquí planteada tiene como filosofía general evaluar los potenciales cambios en las características climáticas de la región de estudio que resultan de alteraciones en las características de cobertura y uso de suelos, diferencias en la manera de representar la interacción suelo-atmósfera e incluso modificaciones drásticas en la topografía de la región diseñadas con el fin de evaluar su influencia en la circulación atmosférica en la región. Es importante entonces resaltar que cuando se habla del contexto climático se hace referencia fundamentalmente a características de circulación atmosférica, temperatura superficial, precipitación, y algunos aspectos del perfil termodinámico atmosférico propias de la región, y por tanto desde el punto de vista de simulación numérica los experimentos aquí planteados exploran ejecuciones climáticas (ejecuciones de estabilización partiendo de condiciones iniciales y de borde de interés) de un modelo atmosférico regional, a diferencia de ejecuciones de tiempo variable que pretenden simular la evolución específica de un evento meteorológico. Teniendo en cuenta lo anterior, el segundo objetivo es evaluar la representatividad de la climatología obtenida en las simulaciones del modelo regional utilizado, el cual en este caso corresponde al modelo Weather Research and Forecasting (WRF).

En el presente capítulo se evalúa entonces la representatividad de la climatología del

norte de Suramerica y el valle de Aburrá obtenida a partir de las las simulaciones realizadas con el modelo WRF, validando los resultados de manera comparativa con la información obtenida de reanálisis para los diferentes dominios definidos en la estrategia experimental (dominio continental y dominio local), usando como variables de diagnóstico la precipitación, la temperatura superficial, la velocidad y dirección de viento superficial y en diferentes niveles de presión.

2.1. Estrategia Experimental

En general, los modelos numéricos diseñados para representar procesos presentes en la naturaleza, y en particular los modelos climáticos y meteorológicos regionales, son altamente sensibles a los esquemas físicos, dinámicos y numéricos usados para representar las diferentes interacciones que se dan en la atmósfera y entre ésta y otros componentes del sistema climático como lo es, por ejemplo, la superficie terrestre. Dicha sensibilidad en ocasiones es un reflejo fiel de la alta sensibilidad de los procesos en la naturaleza ante diferentes forzamientos, lo cual surge dado el alto número de grados de libertad asociado a los procesos dinámicos y termodinámicos en la atmósfera y la no linealidad de estos últimos. Sin embargo, en ocasiones dicha sensibilidad surge de la inhabilidad de los modelos para representar las interacciones mencionadas debido inherentemente a aspectos asociados a la resolución de los mismos y a los esquemas numéricos y físicos usados, o debido a la alta no-linealidad de los procesos, sumada a un pobre conocimiento de las condiciones iniciales y de borde (i.e. sensibilidad a las condiciones iniciales, caos).

Como se mencionó anteriormente, uno de los objetivos del estudio es evaluar y cuantificar la sensibilidad del modelo ante cambios en las condiciones superficiales, las cuales se podría argumentar corresponden a los principales forzadores de la atmósfera local, para así posibilitar el mejoramiento de los pronósticos meteorológicos a partir de la modelación numérica y, adicionalmente, poder usar el modelo, una vez conocida su representatividad y validez, para evaluar cambios regionales asociados a escenarios hipotéticos realistas (ej: construcción de un embalse para aprovechamiento hidroeléctrico) o no realistas (ej: suprimir el valle de Aburrá para evaluar su incidencia en la climatología y meteorología regional) útiles en la planeación territorial.

Desde el punto de vista del pronóstico, en el Sistema de alerta temprana de Medellin y el valle de Aburrá (SIATA) se ha implementado el modelo WRF con el principal objetivo

de realizar pronósticos operacionales (periódicos, automáticos, y fuente de información para la toma de decisiones en gestión de riesgos y del recurso hídrico) con un horizonte de predicción de 120 horas. Dicho pronóstico es también disponible a la comunidad en términos del máximo y el mínimo de temperatura que se espera para cada día y de probabilidades de ocurrencia de eventos de lluvia (alta, media y baja) para 4 ventanas de tiempo (madrugada, mañana, tarde y noche). Actualmente, y teniendo como objetivo mejorar la asertividad de los pronósticos de precipitación, temperatura, circulación de vientos, entre otros, desde SIATA se han propuesto diferentes experimentos y estrategias que incluyen el análisis de diferentes configuraciones espaciales (diferentes dominios y anidaciones) y de la física del modelo (diferentes parametrizaciones), implementación de estrategias de asimilación de datos (imágenes de radar meteorológico, perfiles de temperatura y vientos, entre otros) y análisis de la sensibilidad del modelo ante cambios en las condiciones de borde y otros parámetros estáticos del modelo, siendo este último uno de los objetivos de este estudio.

2.1.1. Metodología experimental usando el modelo WRF

La metodología, de manera general, consiste en la comparación entre resultados de simulaciones climatológicas usando una configuración base de referencia y simulaciones con modificaciones de condiciones de borde o cambios en las parametrizaciones usadas para así evaluar los efectos de dichos cambios en la climatología regional. El primer paso de la metodología es entonces el diseño y ejecución de la configuración base de referencia y la evaluación y validación de la habilidad del modelo en su configuración de referencia para la representación de la climatología de la zona.

Para definir la configuración base, es necesario establecer parámetros asociados con el tiempo de simulación, la configuración de los dominios, las parametrizaciones de los diferentes sub-modelos y las condiciones inherentes a la zona de estudio; el primer grupo hace referencia a la fecha de inicio y fecha final (año-mes-día_hora minuto segundo) y a la resolución temporal de las salidas del modelo y las condiciones de frontera; el segundo tiene que ver con la cantidad de dominios, su ubicación geográfica, la resolución espacial en cada dominio, número de niveles en la vertical y el paso de tiempo; además se debe escoger la parametrización adecuada para cada submodelo, incluyendo la microfísica, la radiación de onda larga y corta, la capa límite planetaria, la interacción suelo-atmósfera y cumulus; finalmente se debe escoger entre la base de datos de MODIS y USGS para definir usos del suelo, topografía, tipo de vegetación y tipo de de suelo.

En la simulación base se utilizó una configuración de dos dominios continental y regional, anidados e independientes, es decir, no es necesario que las simulaciones en ambos dominios sean simultaneas (Ver Figura 2-1), La resolución espacial de ambos dominios es de 18 km y 2 km respectivamente; dicha configuración fue elegida para (i) disminuir los tiempos de simulación ya que la adición de un dominio intermedio los aumentaría significativamente y dada la disponibilidad computacional no hubiera sido viable lograr el alcance del presente estudio y (ii) lograr usar los resultados del dominio continental directamente como condiciones de frontera del dominio local.

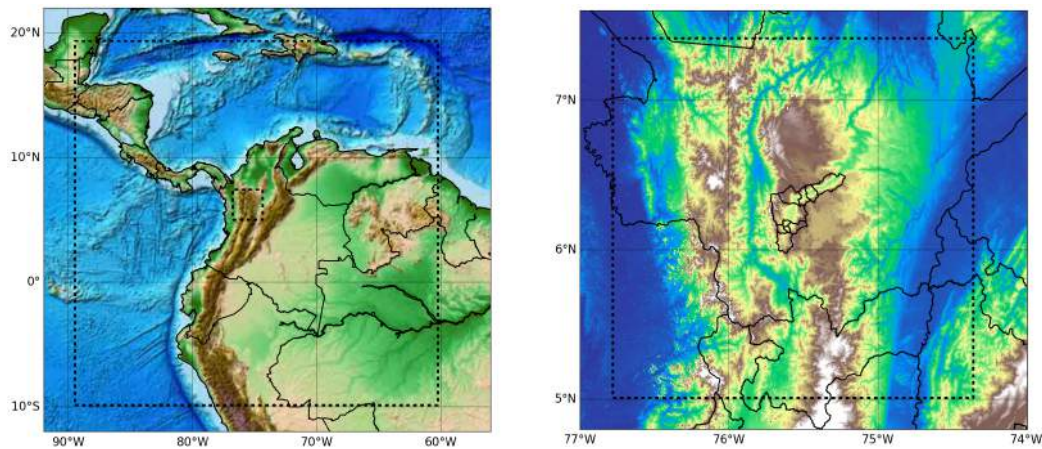


Figura 2-1: A la derecha se muestra la configuración de dominios anidados, las líneas punteadas representan la ubicación espacial de cada dominio, a la izquierda se muestra un zoom sobre el dominio local; los colores en ambas figuras representan la topografía de la zona.

Las bases de datos disponibles para las condiciones de frontera del dominio continental son el *Final Analysis (FNL)* y el *Global Forecast System (GFS)*. Aunque ambas contienen las mismas fuentes de datos y además usan el mismo modelo de asimilación, el FNL incorpora mayor cantidad de datos reales, alrededor del 10% (National Centers for Environmental Prediction, 2000) y por tal motivo sus resultados son escogidos como condiciones frontera. Dicha información está disponible de forma gratuita desde 1999-07-30 hasta el presente. para este trabajo se seleccionó un periodo de tiempo intermedio, continuo, completo y cuyo comportamiento tenga una influencia limitada de procesos climáticos interanuales como el Fenómeno El Niño-Oscilación del Sur (ENSO), teniendo en cuenta que es imposible aislar totalmente dicha influencia en periodos mayores a los 5 años. Por tales motivos se descartan 1999, 2000,

2012 y 2014, por lo tanto se escoge como ventana de simulación del 01-01-2003 al 31-12-2011, considerando que dichos 9 años son representativos para generar y evaluar la climatología obtenida en el dominio continental.

Como se menciona anteriormente es necesario también definir la combinación de parametrizaciones con las cuales se desea representar cada uno de los procesos físicos involucrados en el sistema climático. El conjunto de sub-modelos seleccionados se recopila en la Tabla **2-1**; donde se seleccionó la combinación utilizada en el modelo de pronóstico implementado en el SIATA con el fin de utilizar su histórico de pronósticos como evaluación de la presente configuración.

Tabla 2-1: Parametrizaciones utilizadas en las simulaciones realizadas con el modelo WRF para el dominio externo y el dominio interno

Physics	Number	Option	Dominio
cu physics	93	Grell–Devenyi (GD)	Externo
mp physics	5	Eta (Ferrier) Scheme, Stony–Brook	Externo, Interno
ra lw physics	99	GFDL, RRTMG	Externo, Interno
ra sw physics	99	GFDL, RRTMG	Externo, Interno
sf sfclay physics	2	Janjic Eta	Ambos
sf surface physics	2	NOAH-LSM	Ambos
bl pbl physics	2	MYJ	Ambos

Teniendo definida la configuración del modelo se procede entonces a ejecutar los 9 años de la simulación base en el dominio continental, los resultados obtenidos son utilizados para construir la climatología en el dominio continental, la cual es evaluada utilizando reanálisis; dicha climatología es utilizada como condiciones de frontera para todos los experimentos realizados en el dominio local.

En el dominio local se plantean tres tipos de experimentos. En el primero se modificó los parámetros invariantes, como lo son la topografía y el uso del suelo, para ambos el periodo de simulación son 12 meses partiendo desde el 01-01 hasta el 31-12; en el segundo se implementaron los diferentes esquemas de interacción suelo-atmósfera disponibles en la configuración del modelo WRF (En la Tabla **2-1** sf surface physics), incluyendo *Pleim-Xiu*, *Difusión Tér-*

mica y *Rapid Update Cycle*, cuyo periodo de simulación es de dos meses (húmedo y seco); el último experimento consta de remover completamente la humedad del suelo en la zona continental de las condiciones de frontera climatológicas, el periodo de simulación es de dos meses (húmedo y seco).

Además se ejecutó una simulación de control en condiciones normales, es decir, se utilizó el uso del suelo y topografía propuestos en el modelo WRF y se seleccionó el esquema *NOAH-LSM* para la interacción suelo-atmósfera. EL periodo de simulación es de 12 meses y dicha simulación tiene como objetivo evaluar la representatividad de la climatología del valle de Aburrá y sus regiones vecinas y validar, de manera comparativa, los diferentes experimentos.

Finalmente se propone una configuración adicional que consta de tres dominios anidados, los cuales tienen una resolución espacial de 18 km, 6 km y 2 km, la cual comparte el dominio continental y local de la configuración descrita anteriormente y utiliza el conjunto de parametrizaciones que se mostradas en la Tabla **2-1**. Este experimento se diseñó con el objetivo de evaluar el desempeño de la configuración de dos dominios, ya que en la literatura se recomienda que la relación entre la resolución espacial sea igual tres para garantizar la estabilidad numérica del modelo (NCAR (2014)); para dicha configuración se simularon dos meses (húmedo y seco).

Tabla 2-2: Resumen del total de las simulaciones realizadas, agrupadas segun el tipo de experimentos realizado y ordenadas de acuerdo al orden del documento.

Tipo de Experimento	Nombre	Abreviatura	Periodo de simulación	Dominio
Condiciones de frontera	Climatología	-	9 años (2003-2011)	Continental
Configuración 3 dominios	Control 3 domios	Cont-3dom	2 meses (Junio y Noviembre)	Cont, Reg y loc
Parametrizaciones	Control	Control	2 meses (Junio y Noviembre)	Local
	Difusión Termica	DT-5l	2 meses (Junio y Noviembre)	Local
	Pleim-Xiu	P-X	2 meses (Junio y Noviembre)	Local
	Rapid Update Cycle	RUC	2 meses (Junio y Noviembre)	Local
Escenarios	Control	Control	12 meses (Enero-Diciembre)	Local
	Usos suelo modificados	USD	12 meses (Enero-Diciembre)	Local
	Topografía modificada	ST	12 meses (Enero-Diciembre)	Local
	Inibición humedad suelo	Humedad=0	2 meses (Junio y Noviembre)	Local

2.2. Descripción de la Zona de Estudio

2.2.1. Dominio Externo: Noroeste de Suramerica y Colombia

El dominio externo comprende el noroeste de Suramerica, el sur de Centroamérica, una porción del Pacífico y el mar Caribe. Colombia se encuentra entre las latitudes $4,28^{\circ}$ S (Leticia) y $12,36^{\circ}$ N (Punta Gallinas), entre las longitudes $68,50^{\circ}$ W (Guainia) y $79,00^{\circ}$ W (Nariño) y está ubicado entre la selva Amazónica, Panamá y los océanos Atlántico y Pacífico (Ver Figura 2-1); se encuentra atravesado por la cordillera de los Andes, la cual se divide en tres: Cordillera Oriental, Cordillera Occidental y Cordillera Central y es además el tercer país mas extenso de Suramérica, pues posee una extensión de $2'129,748km^2$, de los cuales el 53 % es territorio continental y el 47 % es territorio marítimo.

Colombia esta dividido en tres grandes regiones por su relieve, incluyendo llanuras costeras ubicadas al norte (Mar Caribe) y al occidente (Océano Pacífico), zona montañosa debido a la Cordillera de los Andes, y planicies del oriente. El punto más alto de Colombia se encuentra en la Sierra Nevada de Santa Marta y es el pico Simón Bolívar con 5775 msnm. Sin embargo, en la Cordillera de los Andes también se encuentran volcanes y nevados con alturas importantes donde sobresale la Sierra Nevada del Cocuy con una altura de 5493 msnm, el Nevado del Huila (5750 msnm), el Nevado del Ruiz (5721 msnm), el Nevado del Tolima (5516 msnm), y el volcán Galeras (4276 msnm). Los ríos más importantes de Colombia son el Cauca y el Magdalena, los cuales nacen al sur en el Macizo Colombiano y recorren gran parte del país hasta desembocar en el Mar Caribe. Los valles de dichos ríos separan la Cordillera de los Andes en la Cordillera Oriental, Central y Occidental. Los puntos mencionados se representan de manera muy burda por el modelo ya que en el proceso de interpolación las alturas mencionadas son suavizadas ya que la resolución espacial para el dominio continental es muy gruesa (18 km x 18 km).

Es importante resaltar que las principales actividades económicas de Colombia, un país con una población de más de 41'000,000 habitante, las cuales incluyen la minería de oro, plata, esmeraldas, platino y carbón, la producción de banano, flores, café, caña de azúcar, papa y plátano, y la producción de derivados del petróleo, metalurgia, textiles y cemento, están influenciadas directa o indirectamente por la disponibilidad del recurso hídrico y por consiguiente de la variabilidad climática y meteorológica de la región, y al mismo tiempo las actividades mismas tienen una influencia drástica y en ocasiones dramática en la cantidad y calidad del recurso. Adicionalmente, Colombia es un país donde gran parte de la población

se concentra en las ciudades principales como Bogotá, Medellín y el Eje Cafetero, ubicadas al interior del país en los valles interandinos, por lo que estudios como el planteado en el presente trabajo son relevantes para el desarrollo sostenible.

2.2.2. Dominio Interno: Antioquia y valle de Aburrá

El 90 % del dominio interno se encuentra en el departamento de Antioquia, el cual está ubicado aproximadamente entre los $8,81^{\circ}$ N, $5,42^{\circ}$ N y $77,22^{\circ}$ W, $73,88^{\circ}$ W (Ver Figura 2-1), localizado en el noroeste de Colombia. Su topografía es controlada por presencia de las Cordilleras Central y Occidental, sobre las cuales se asientan la mayoría de ciudades y municipios. Las zonas planas del departamento son el Bajo Cauca, Magdalena Medio y Urabá, ubicadas hacia los extremos oriental y occidental de Antioquia. Los puntos más altos se encuentran a 4080 y 3950 msnm, llamados El Páramo de Frontino y Morro Campana. Por el norte limita con el Mar Caribe y al occidente con la selva tropical del Chocó. En el dominio local es posible distinguir los puntos con alturas significativas, ya que la resolución espacial así lo permite, aunque con una altura aproximada debido a que el modelo WRF en el pre-procesamiento hace una interpolación en la malla de trabajo, por lo tanto la altura real y la altura simulada son diferentes.

Las principales actividades económicas en Antioquia son la industria, agricultura, ganadería y explotación minera. Dichas actividades económicas están ligadas fuertemente con las diferentes formas del relieve de la región; la actividad comercial e industrial se localiza principalmente en el valle de Aburrá a la cual pertenecen 10 municipios, entre ellos Medellín, la capital de Antioquia; la Ganadería es predominante en las zonas planas mencionadas anteriormente y en cuanto a la explotación minera, el oro y la plata son muy abundantes en el nordeste de Antioquia. Otra de las actividades económicas es la producción de energía hidroeléctrica donde se destacan los embalses de EPM, La Fe, Miraflores, Porce II, Porce III, Guatapé-El Peñol, Playas y Troneras, por mencionar algunos.

El valle de Aburrá tiene una extensión de 1152 km^2 que corresponde al 1,8 % del área de Antioquia. La población es de 362,600 habitantes, que representa aproximadamente el 60 % de la población de Antioquia. El 21 % de la superficie del valle de Aburrá corresponde a suelo urbano, el 1.1 % a suelo de expansión urbana y el 71,8 % corresponde a zonas rurales.

El Valle de Aburrá está ubicado en el centro-sur del departamento de Antioquia en medio

de la Cordillera Central, aproximadamente entre los $5,97^{\circ}$ N, $6,51^{\circ}$ N y $75,22^{\circ}$ W, $75,71^{\circ}$ W. Este valle consta de dos tramos: de sur a norte, desde el municipio de Caldas hasta Bello, con una longitud de 30 km y una amplitud máxima de 7 km en Medellín; el segundo tramo, orientado hacia el noreste, desde Bello hasta Barbosa, con una longitud 35 km.

La base del valle en el municipio de Caldas se encuentra aproximadamente a 1720 msnm y en Barbosa aproximadamente a 1300 msnm, se encuentra rodeado de montañas que alcanzan los 3000 msnm como el Alto de San Miguel, el Cerro del Padre Amaya y el Cerro el Boquerón. El río Medellín recorre el valle de sur a norte desde su nacimiento en el Alto de San Miguel, recibiendo una serie de afluentes a lo largo de su recorrido, siendo algunos de los más importantes La Doña María, La Iguaná, La Santa Elena, la Ayurá, la Altavista, la García, La Hueso, La Miel, entre otras.

2.3. Descripción del modelo Weather Research Forecast (WRF)

Es un modelo numérico de predicción meteorológica diseñado para fines investigativos y pronóstico operacional. Fue desarrollado por *National Center for Atmospheric Research's (NCAR)* con la colaboración de *Mesoscale and Microscale Meteorology división (MMM)*, *the National Oceanic and Atmospheric Administration's (NOAA)*, *National Centers for Environmental Predictions (NCEP)*, *Earth System Research Laboratory (ESRL)*, entre otros. El WRF permite, mediante simulación numérica, obtener campos de vientos horizontales y verticales, temperatura, humedad relativa, altura geopotencial en todos los niveles de presión, variables superficiales como cobertura de nieve, presión sobre el nivel del mar, temperatura y humedad relativa a 2m, vientos horizontales a 10m, temperatura, humedad y contenido de agua líquida en la superficie del suelo y a 10cm, 50cm y 100cm.

Los componentes principales del modelo WRF es el Preprocesamiento (WPS), el Procesamiento (ARW) y el Pos procesamiento, para el cual se pueden utilizar múltiples herramientas (NCL, VAPOR) o desarrollar uno propio, y las condiciones de borde necesarias para la ejecución del modelo.

A continuación se describen de manera breve las componentes más importantes del modelo WRF. Es de resaltar que el texto no pretende ser exhaustivo, ni se pretende reemplazar

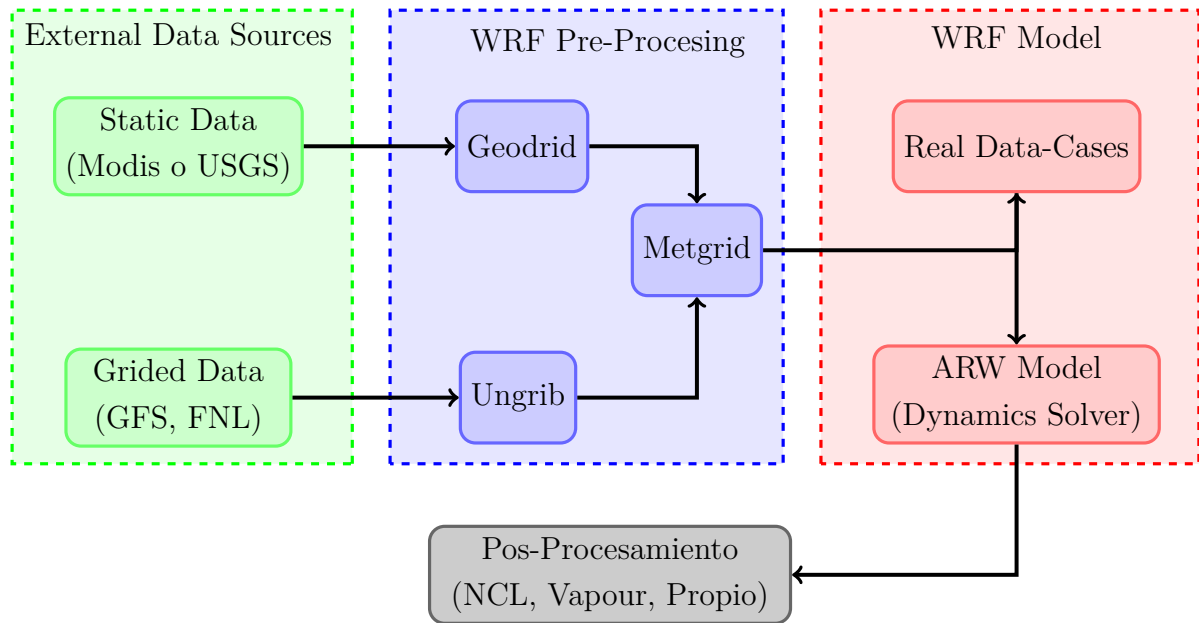


Figura 2-2: Funcionamiento del modelo WRF, agrupado en cuatro fases: Bases de datos externas (verde), el pre-procesamiento (azul), procesamiento (rojo) y post-procesamiento (gris)

en ningún caso el manual detallado del WRF y otros textos de mayor profundidad, pero se decide incluir dicha descripción puesto que se considera que puede ser útil para lectores sin experiencia en modelación, o en WRF. Los lectores intermedios y avanzados se remiten a la Sección 2.5 donde se describe la climatología de Colombia y el valle de Aburra en el contexto del modelo.

2.3.1. Condiciones de iniciales y de borde: Final Analysis (FNL)

Es un análisis generado de forma operacional cada 6 horas con una resolución espacial de 50 km por 50 km, que utiliza como base los resultados del *Global Forecast System (GFS)*, y se asimilan las observaciones compiladas en el *Global Data Assimilation System (GDAS)* y el *Global Telecommunication System (GTS)*. El análisis provee información superficial, 39 niveles de presión desde 1000 hPa hasta 10 hPa y 3 niveles en profundidad 10 cm, 50 cm y 100 cm, Ver Tabla 2-3.

2.3.2. WRF Preprocessing System (WPS)

Esta compuesto por tres programas independientes (Geogrid, Ungrib y Metgrid), los cuales se encargan de preparar la información geográfica y meteorológica para luego ser introducida al WRF. A continuación se describirán brevemente cada uno de estos programas.

Geogrid

El propósito de Geogrid es definir los dominios de simulación e interpolar la información geográfica en las mallas del modelo. Para definir los dominios es necesario conocer las coordenadas de la esquina inferior izquierda y el tamaño de píxel y con esta información *Geogrid* es capaz de obtener las coordenadas de los puntos que conforman cada uno de los dominios, además les asigna un valor de cada parámetro interpolado. Dichos parámetros son:

- Tipo de Suelo.
- Uso del suelo (Modis o USGS).
- Altura sobre nivel del mar (msnm).
- Promedio anual de la temperatura del suelo en profundidad (profundidad a la cual se considera que el ciclo diurno no afecta las variación de temperatura del suelo, es considerada constante).
- Porcentaje de vegetación (más adelante lo llamaremos *veg*, depende del uso del suelo)
- Albedo (parámetro secundario que depende del uso del suelo)
- Pendiente

Esta información es considerada constante por lo tanto solo es descargada una vez en la instalación del WRF, el cual incorpora dos bases de datos globales (MODIS y USGS) con diferentes resoluciones: 30 segundos, 2 minutos, 5 minutos y 10 minutos; al final de este proceso las salidas son un archivo por cada dominio llamado *geo_em.dominio.nc*, en formato NetCDF (.nc).

Ungrib

Este programa abre los archivos de las condiciones de borde en formato GRIB y genera archivos en un formato más simple llamado *Intermediate format*. El formato GRIB es utilizado en los modelos climáticos globales (NAM, GFS) para escribir sus resultados y contienen variables meteorológicas. Ungrib abre y lee formatos GRIB1 y GRIB2.

Los archivos GRIB normalmente contienen más información meteorológica de la que se necesita para la ejecución del WRF, por lo tanto se debe identificar y escoger las variables y niveles necesarios. Para esto Ungrib se basa en tablas con el nombre, niveles, código y descripción de las variables y esta tabla es llamada *Vtable* (ver Tabla **2-4**), la cual puede ser modificada o creada por el usuario usando una plantilla.

Como resultado este programa escribe un archivo por cada condición de frontera con el nombre *GRIBFILE.AAA* para el primero, *GRIBFILE.AAB* para el segundo y así consecutivamente. Estos archivos son necesarios para ejecutar metgrid.

Tabla 2-3: Variables meteorológicas disponibles en el Final Analysis (FNL)

Id	Nombre corto	Descripción	Unidades
1	PRES	Pressure	Pa
2	PRMSL	Pressure reduced to MSL	Pa
7	HGT	Geopotential height	gpm
10	TOZNE	Total ozone	Dobson
11	TMP	Temperature	K
13	POT	Potential temperature	K
27	GPA	Geopotential height anomaly	gpm
33	U GRD	u-component of wind	ms^{-1}
34	V GRD	v-component of wind	ms^{-1}
39	V VEL	Vertical velocity (pressure)	Pas^{-1}
41	ABS V	Absolute vorticity	s^{-1}
51	SPF H	Specific humidity	$kgkg^{-1}$
52	R H	Relative humidity	%
54	P WAT	Precipitable water	kgm^{-2}
65	WEASD	Water equivalent of accumulated snow depth	kgm^{-2}
71	T CDC	Total cloud cover	%
81	LAND	Land cover	fraction
91	ICE C	Ice concentration	fraction
131	LFT X	Surface lifted index	K
132	4LFTX	Best (4 layer) lifted index	K
136	VW SH	Vertical speed shear	s^{-1}
144	SOILW	Volumetric soil moisture content	fraction
154	O3MR	Ozone mixing ratio	$kgkg^{-1}$
156	CIN	Convective inhibition	Jkg^{-1}
157	CAPE	Convective available potential energy	Jkg^{-1}
221	HPBL	Planetary boundary layer height	m

Metgrid

Este programa interpola horizontalmente la información meteorológica que se encuentra en los *GRIBFILE.XXX*, a los dominios definidos por el programa Geogrid. Si la información

interpolada es apta para ser ingresada al módulo de procesamiento del WRF dicho programa escribe archivos llamados *met_em.dominio.año mes día_hora:minuto:segundo*.

2.3.3. Advanced Research WRF (ARW)

Real

Este subprograma pre-procesa la información generada en el WPS para generar las condiciones iniciales y de frontera para la modelación de casos reales. El programa Real verifica las siguientes condiciones:

- Que la interpolación horizontal se haya ejecutado correctamente para cada variable.
- Que las variables Temperatura, U, V, humedad relativa, presión, humedad y temperatura del suelo y altura geopotencial se encuentren disponibles para cada punto de la malla en las 3 dimensiones y en superficie.
- Que las variables tengan el mismo número de niveles en la vertical.
- Que la información geográfica invariante (información descrita en geogrid) se encuentre disponible en todo el dominio de trabajo.

Tabla 2-4: Ejemplo de Vtable, en la primera columna, se debe ingresar el ID de cada variable definido por el WRF, en la segunda, el nombre abreviado y compatible con *Metgrid*, la tercera, las unidades de cada variable y en la cuarta una breve descripción.

ID	Metgrid Name	Metgrid Units	Metgrid Descripción
11	TT	K	Temperature
33	UU	ms^{-1}	U
34	VV	ms^{-1}	V
52	RH	%	Relative Humidity
7	HGT	m	Height
11	TT	K	Temperature at 2 m
52	RH	%	Relative Humidity at 2 m
33	UU	ms^{-1}	U at 10 m
34	VV	ms^{-1}	V at 10 m
1	PSFC	Pa	Surface Pressure
130	PMSL	Pa	Sea-level Pressure
144	SM000010	fraction	Soil Moist 0-10 cm below grn layer (Up)
144	SM010040	fraction	Soil Moist 10-40 cm below grn layer
144	SM040100	fraction	Soil Moist 40-100 cm below grn layer
144	SM100200	fraction	Soil Moist 100-200 cm below gr layer
85	ST000010	K	T 0-10 cm below ground layer (Upper)
85	ST010040	K	T 10-40 cm below ground layer (Upper)
85	ST040100	K	T 40-100 cm below ground layer (Upper)
85	ST100200	K	T 100-200 cm below ground layer (Bottom)
91	SEAICE	01	Ice flag
81	LANDSEA	01	Land/Sea flag (1=land0=sea in NAM)
7	SOILHGT	m	Terrain field of source analysis
11	SKINTEMP	K	Skin temperature (can use for SST also)
65	SNOW	kgm^{-2}	Water equivalent snow depth
66	SNOWH	m	Snow Depth
223	CANWAT	kgm^{-2}	Plant Canopy Surface Water

WRF

Esta es la parte del modelo encargado de resolver las ecuaciones dinámicas en el *time step* indicado en la configuración del modelo. Dichas ecuaciones se resuelven numéricamente utilizando *Runge-Kutta3*. En este módulo se incluyen también las parametrizaciones que permiten describir los fenómenos físicos cuya escala espacial-temporal es inferior a la resolución fijada en las simulaciones. Algunas de las características que se deben de tener en cuenta son:

- Malla Horizontal: Arakawa C.
- Coordenada vertical: sigue la forma del terreno utilizando niveles de presión. El tope del modelo es una superficie de presión constante.
- Integración en el tiempo: dependiendo de la versión del WRF se utiliza RK2 o RK3. El *time step* es variable.
- Condiciones iniciales: para casos reales es necesario introducir condiciones de borde en las tres dimensiones, para casos ideales es posible ingresar condiciones de borde en dos o tres dimensiones.
- Rotación de la tierra: las ecuaciones que gobiernan el modelo introducen todos los términos de Coriolis.

2.4. Características técnicas

El SIATA cuenta con un Cluster Beowulf integrado por 8 servidores DELL PowerEdge R400 con el sistema operativo Gentoo Linux. En total, el cluster cuenta con 168 núcleos de procesamiento usando CPU Intel(R) Xeon(R) E5-2440; 224 GB de memoria (32 por servidor) y un almacenamiento compartido de 10 TB. De los 8 servidores se tienen disponibles 2 para el desarrollo de cada experimento y cada simulación propuesta se realizó en uno de estos servidores (Nodos) utilizando 22 núcleos de los 24 disponibles por nodo; de las 10 TB se utilizaron 1.5 TB de almacenamiento temporal necesario para la ejecución del WRF. Igualmente, cuenta con una unidad de almacenamiento destinada al alojamiento de archivos históricos de baja consulta; esta cuenta con un CPU Intel(R) Core i5(R) 8 Gb de memoria RAM y 35 Tb de almacenamiento.

2.5. Descripción de la climatología de Colombia y el valle de Aburrá

En esta sección se describe los aspectos más relevantes de la climatología de Colombia y el valle de Aburrá obtenidos usando el modelo WRF implementando la metodología descrita en la sección 2.1.1. Se tomaran variables superficiales en ambos dominios, precipitación y velocidad de vientos en la vertical (ω) en el dominio interno y en la sección siguiente se validan los resultados con climatologías construídas a partir de datos de Reanálisis (NCEP y FNL) e informacion puntual de EPM con mas de 30 años de registro.

2.5.1. Temperatura superficial

A una escala continental como la utilizada en el dominio externo, la variabilidad temporal y espacial de la temperatura del aire a 2 metros está dominada por los cambios de radiación incidente a lo largo del año y estos cambios están asociados al movimiento relativo latitudinal del sol. Debido a la inclinación del eje de rotación de la tierra, el 21 de junio (Solsticio) el sol se encuentra en su posición relativa más al norte ($23,5^{\circ}N$) y de esta fecha en adelante el sol comienza a desplazarse de manera relativa al sur. El 21 de septiembre (Equinoccio) el sol se encuentra en la línea del Ecuador (0°) continuando así su desplazamiento relativo y el 21 de diciembre (Solsticio) alcanza su posición más al sur ($23,5^{\circ}S$). Después de esta fecha el sol comienza a ascender, el 21 de marzo pasa nuevamente por el Ecuador y finalmente vuelve a tomar su posición más al norte el 21 de Junio. Este, como es claro, es un fenómeno periódico que modula el ciclo anual de temperaturas superficiales en la regiones ubicadas entre El Trópico de Cáncer ($23,5^{\circ}N$) y el Trópico de Capricornio ($23,5^{\circ}S$). En el presente trabajo el dominio externo se encuentra ubicado entre los $25^{\circ}N$ y los $15^{\circ}S$ y se esperara encontrar evidencias del fenómeno descrito solo por su ubicación geográfica.

Para evaluar dicha influencia se tomaron puntos distribuidos sobre todo el dominio externo. En cada uno y en sus 24 vecinos cercanos se estima el ciclo anual de temperaturas a escala mensual. El dominio se dividió en dos diferentes zonas latitudinales, mayor a $10^{\circ}N$ y menor a $10^{\circ}S$, con el fin de observar la distribución temporal de la temperatura a 2 metros en cada zona. Dichas zonas son escogidas ya que se espera encontrar una comportamiento unimodal en el ciclo anual de temperatura superficial, en el primer trimestre para los puntos ubicados por debajo de los $10^{\circ}S$ y en el tercer trimestre para los puntos ubicados por encima de $10^{\circ}N$.

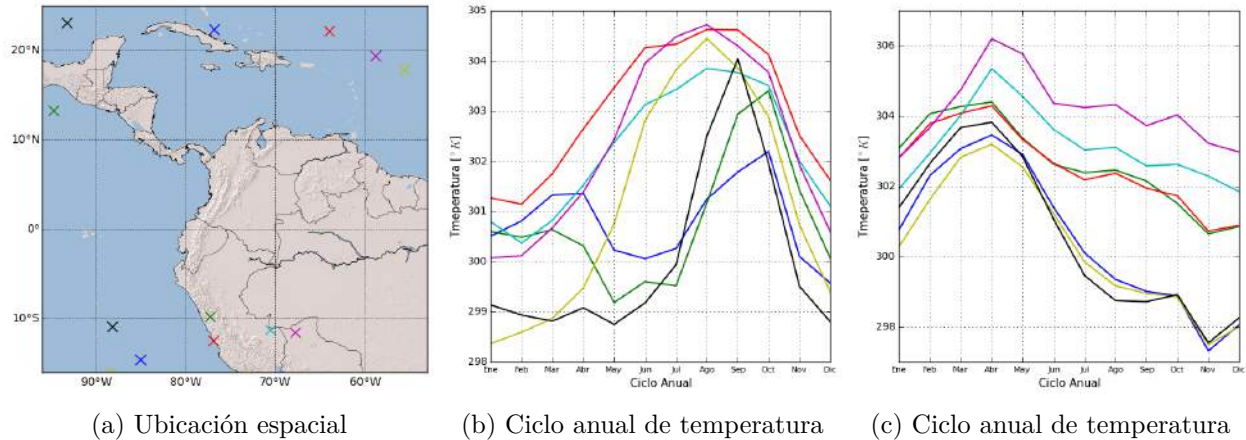


Figura 2-3: Ciclo anual puntual de temperatura superficial, a la izquierda se muestra la distribución espacial de los puntos muestreados, en el centro, el ciclo anual de los puntos ubicados por encima de $10^{\circ}N$ y a la derecha el ciclo anual de los puntos ubicados por debajo de $10^{\circ}S$.

En la Figura 2-3c (puntos al sur) se observa que la mayoría de los puntos muestreados tienen una tendencia similar. El máximo de temperaturas se presenta en los primeros meses del año (enero a marzo), período en el cual el sol se desplaza desde el sur hasta el Ecuador. En la Figura 2-3b (Puntos al norte) se observa que el máximo de temperaturas se encuentra entre los meses de julio a octubre, período en el cual el sol se desplaza desde el norte hacia el Ecuador.

2.5.2. Velocidad y dirección de vientos zonales y meridionales

En el dominio externo e interno se estiman los ciclos anuales de velocidad y dirección de vientos zonales y meridionales. Por la ubicación geográfica de la zona de estudio se espera que el ciclo anual esté fuertemente influenciado por la presencia de los vientos Alisios del sureste y noreste. En la Figura 2-4 se observa el ciclo anual de vientos superficiales. Sobre el dominio externo se observan de manera global dos temporadas que se ven evidenciadas en el comportamiento general de la dirección y magnitud del viento. La primera en noviembre, diciembre, enero, febrero y marzo; la segunda temporada en mayo, junio, julio, agosto y septiembre; y octubre y abril se podría decir que son meses de transición ya que se observan

rasgos de ambas temporadas.

En el Mar Caribe se observa la presencia de los vientos Alisios del noreste todos los meses del año. En la primera temporada los vientos Alisios ingresan preferencialmente al continente por la costa Venezolana ($70^{\circ}W - 65^{\circ}W, 10^{\circ}N$) siendo direccionados hacia el interior de Colombia por la presencia de la Cordillera Oriental, los cuales en diciembre y enero alcanzan los 0° , mientras que en marzo y noviembre solo alcanzan los $5^{\circ}N$. Este ingreso esta asociado a la dirección de viento predominante sobre el Mar Caribe; en la primera temporada los Alisios se dirigen hacia el suroeste, atravesando Centro América por Panamá ($80^{\circ}W, 10^{\circ}N$) y Nicaragua ($85^{\circ}W, 10^{\circ}N$). Durante la segunda temporada la dirección preferencial de los Alisios es hacia el oeste, por este motivo no hay ingreso de los vientos Alisios a la zona continental de Colombia y Venezuela y la magnitud a la que atraviesan Centro America es menor.

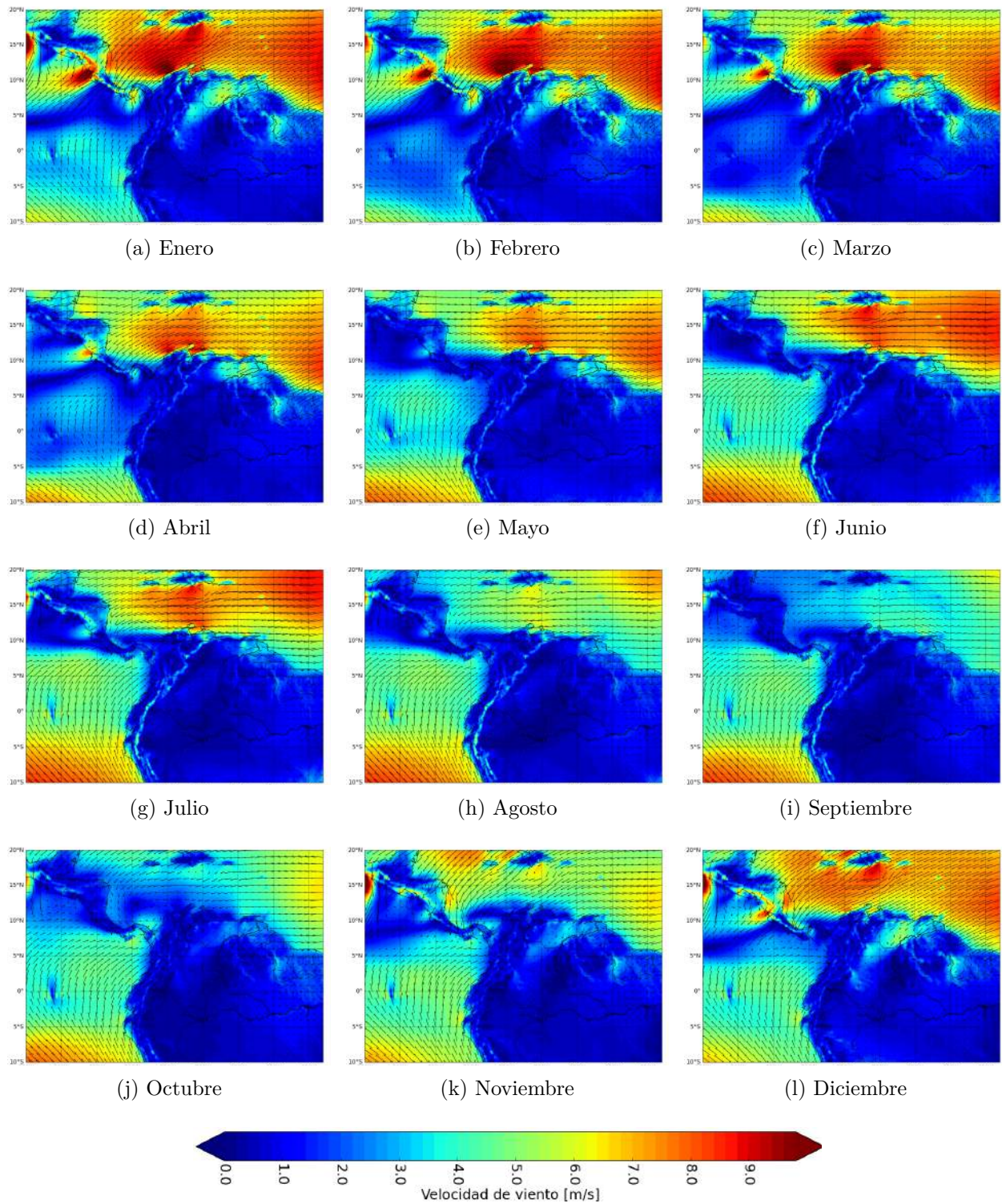


Figura 2-4: Ciclo anual de viento superficiales en el dominio externo, la velocidad esta representada por la escala de colores y la dirección por flechas, las cuales fueron escaladas según la velocidad.

En el Pacífico también se observa la presencia de los Alisios del sureste todos los meses de año. Aproximadamente en los $5^{\circ}N-80^{\circ}W$ la dirección de los Alisios cambia y se recurvan hacia las costas del occidente de Colombia y Ecuador. En la primera temporada este recurvamiento se ve más atenuado ya que los Alisios del noreste cruzan Centro América con mayor intensidad; de manera inversa el recurvamiento se intensifica sobre las costas del Pacífico cuando los vientos Alisios del noreste cambian su dirección hacia el este. No es posible determinar cuál es la causa y cuál es el efecto, sin embargo la relación inversa es muy clara entre el ciclo anual de vientos superficiales en el Mar Caribe y en las costas del Pacífico Colombiano y Ecuatoriano.

En la zona continental de Suramérica la velocidad y magnitud de los vientos esta controlada por la entrada de los Alisios por la costa venezolana, como se menciono anteriormente, y por otra corriente que entra por la costa Antlantica de Brazil, la cual se intensifica en los mismos meses que la corriente de los Alisios del noreste (Primera Temporada). En la segunda temporada al interior de Colombia se observa una corriente poca magnitud que se desplaza desde el sureste hacia el piedemonte de la Cordillera Oriental.

En el dominio interno se utilizó la metodología propuesta en el dominio externo y se calculó el ciclo anual de velocidad y dirección del viento superficial. En la Figura **2-5** se observa que las corrientes más importantes son moduladas por la intensificación y atenuación de los vientos Alisios del noreste y los Alisios del sureste. En los meses que los Alisios de noreste (noviembre, diciembre, enero, febrero) ingresan a la zona continental de sur América (Colombia, Venezuela) se observa una corriente que ingresa por el norte del valle de Aburrá y dada la morfología de la zona esta corriente esta presente en todos los municipios del valle y en los mismos meses la corriente proveniente del Pacífico es casi nula por la atenuación del recurvamiento de los Alisios del sureste. En los meses de abril a octubre la corriente de viento proveniente del Pacífico se intensifica encontrándose con una barrera topográfica que corresponde a la Cordillera de los Andes occidental y la corriente proveniente del norte se atenuada siendo casi nula en abril y mayo e intensificándose en septiembre y octubre.

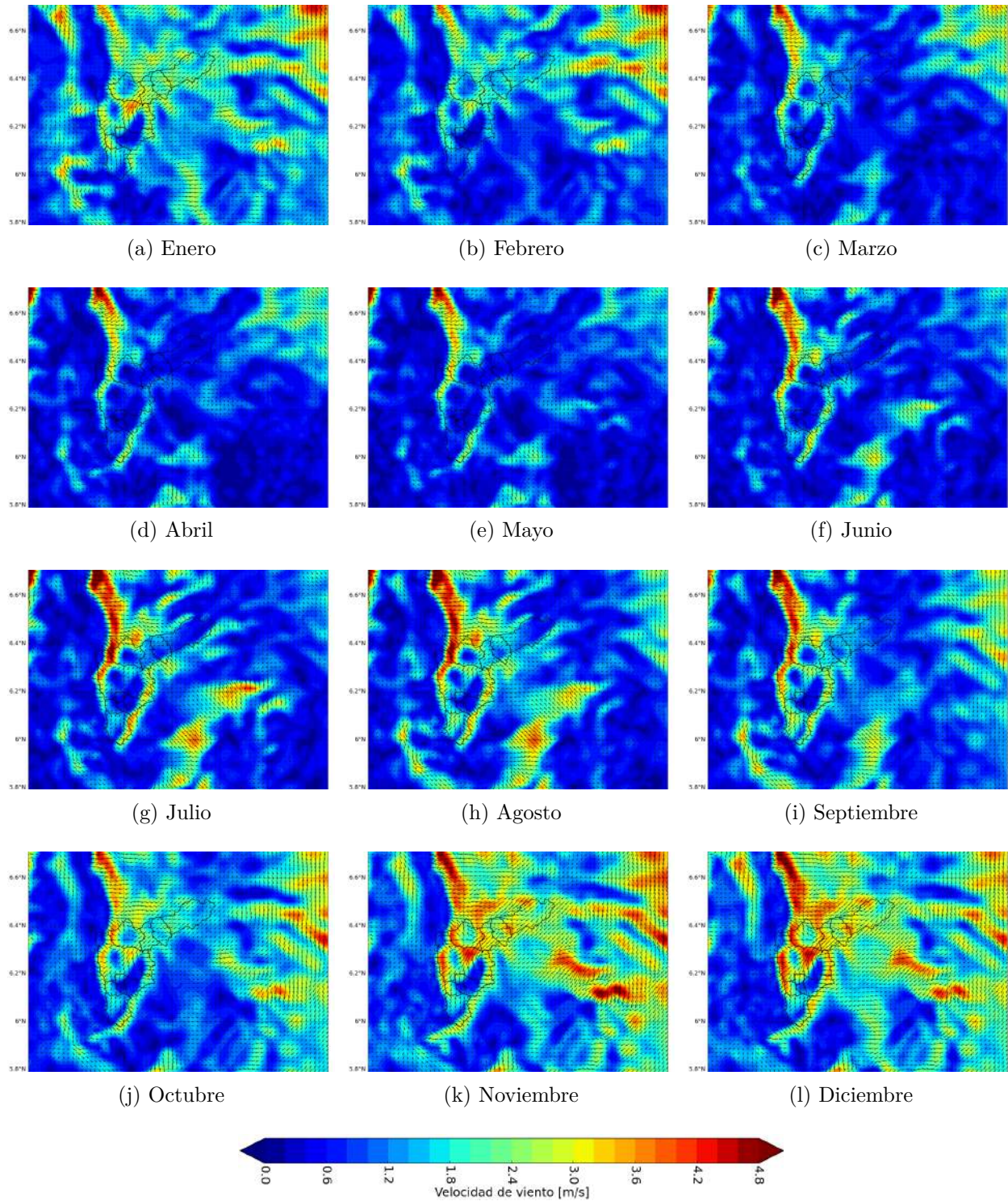


Figura 2-5: Ciclo anual de viento superficiales en el dominio interno, la velocidad esta representada por la escala de colores y la dirección por flechas, las cuales fueron escaladas según la velocidad.

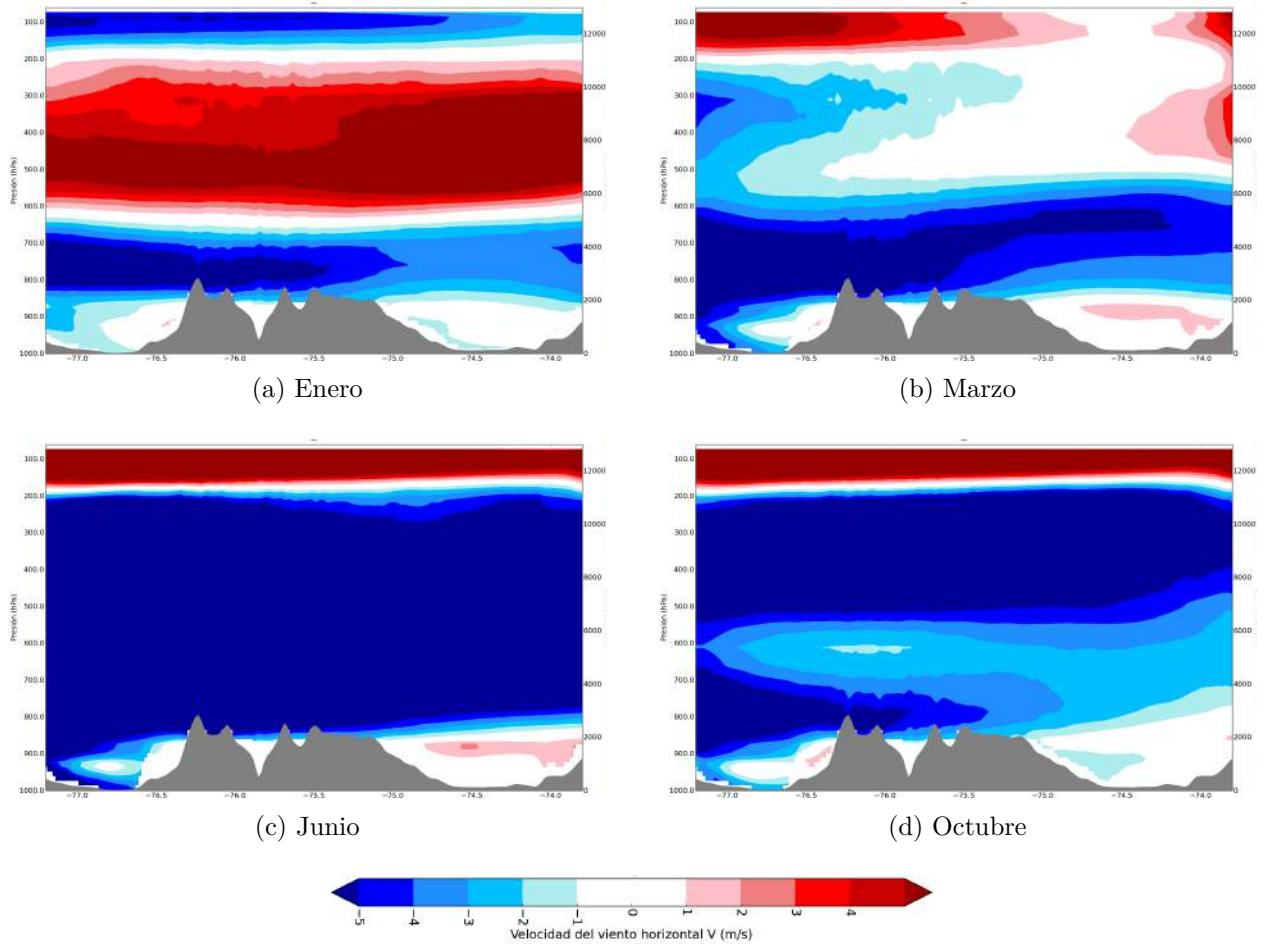


Figura 2-6: Ciclo anual de viento zonal donde: rojo Este, azul oeste, entre las latitudes 6.1 N y 6.3 N, el color gris representa la topografía en la sección transversal.

En la Figura 2-6 se observa el ciclo anual de velocidad de viento zonal en la vertical. En enero (Ver Figura 2-6a) y febrero desde los 800 hPa hasta los 650 hPa, la dirección preferencial del viento zonal es hacia el oeste, de 600 hPa a 250 hPa hay un cambio de dirección, dicho comportamiento comienza a cambiar en marzo (Ver Figura 2-6b) y abril. En junio (Ver Figura 2-6c), julio, agosto, septiembre y octubre, en todos los niveles de presión la dirección preferencial hacia el oeste.

En la Figura 2-7 se muestran algunos meses del ciclo anual de vientos meridionales desde 1000 hPa hasta 100 hPa. En noviembre, diciembre, enero, febrero y marzo la dirección preferencial de los vientos meridionales es hacia el norte; en abril se observa un cambio de dirección desde los 400 hPa hasta los 100 hPa; desde mayo hasta septiembre en esta porción

de la troposfera los vientos meridionales sobrepasan los 5 m/s ; durante todo el año entre 800 hpa y los 500 hpa se conserva la dirección hacia el norte.

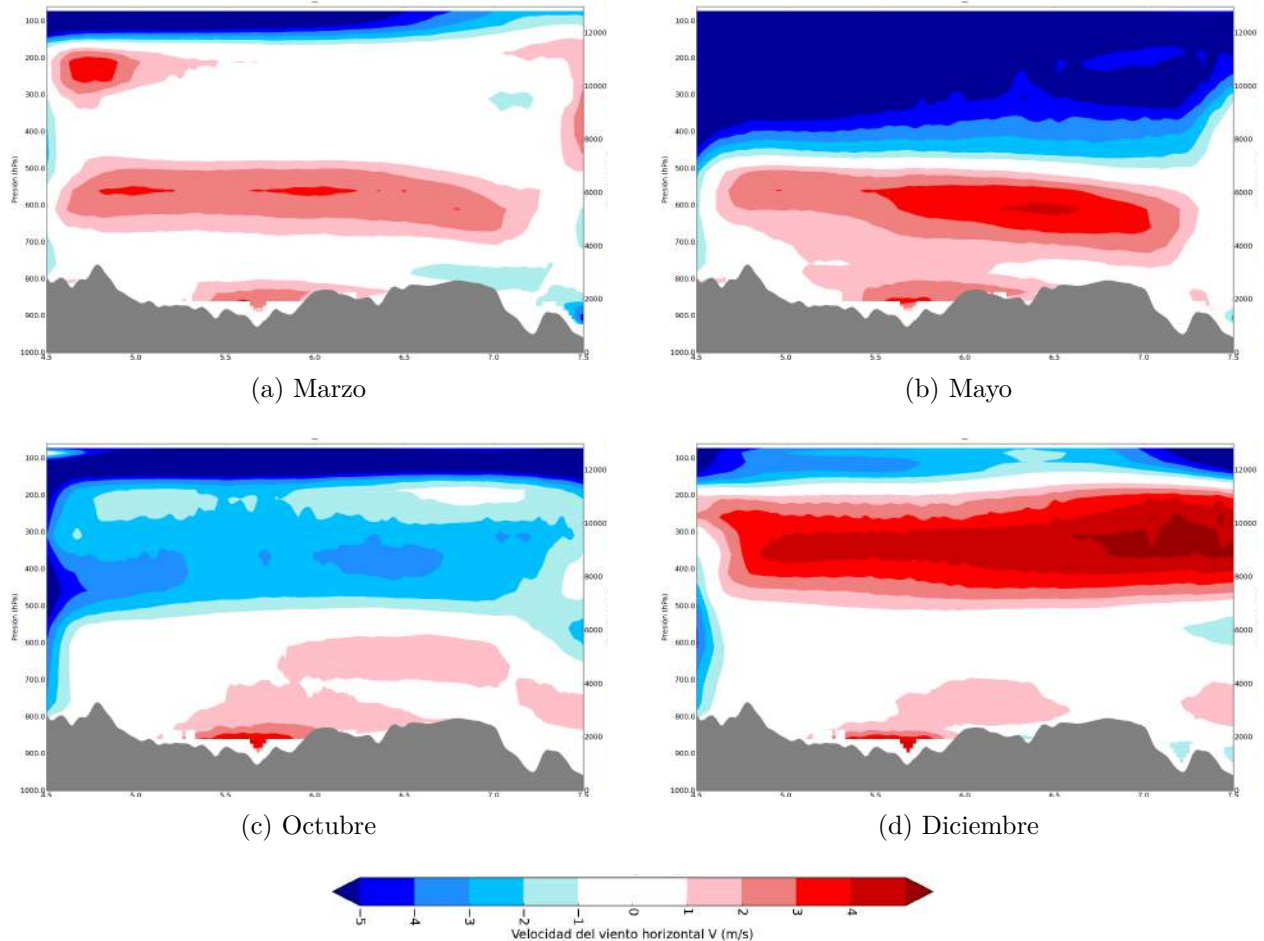


Figura 2-7: Ciclo anual de viento meridional: rojo norte, azul sur, entre las latitudes 75.5 W y 75.6 N, el color gris representa la topografía en la sección transversal.

2.5.3. Velocidad y dirección de viento vertical (Ω)

El ciclo diurno de omega (Ver Figura 2-8) muestra gran relación con el ciclo diurno de precipitación (Ver Figura 2-9). A las 13:00 (Ver Figura 2-9c) hora en la cual se comienzan a ver acumulados de precipitación entre 2 mm y 3 mm al oriente del valle de Aburra, en la misma zona se observan columnas de ascenso de viento aisladas con velocidades que oscila entre los 3.2 cm/s y 4 cm/s (Ver Figura 2-8b), a las 16:00 este efecto se intensifica,

la velocidad vertical supera los 4 cm/s (Ver Figura 2-8c), por otra parte se observan acumulados de hasta de 5 mm y una mayor cobertura espacial de la precipitación (Ver Figura 2-9d); en la noche y la madrugada (Ver Figura 2-8d y 2-8a) este efecto se ve atenuado ya que el ascenso de masas de viento esta altamente relacionado con el calentamiento de la superficie.

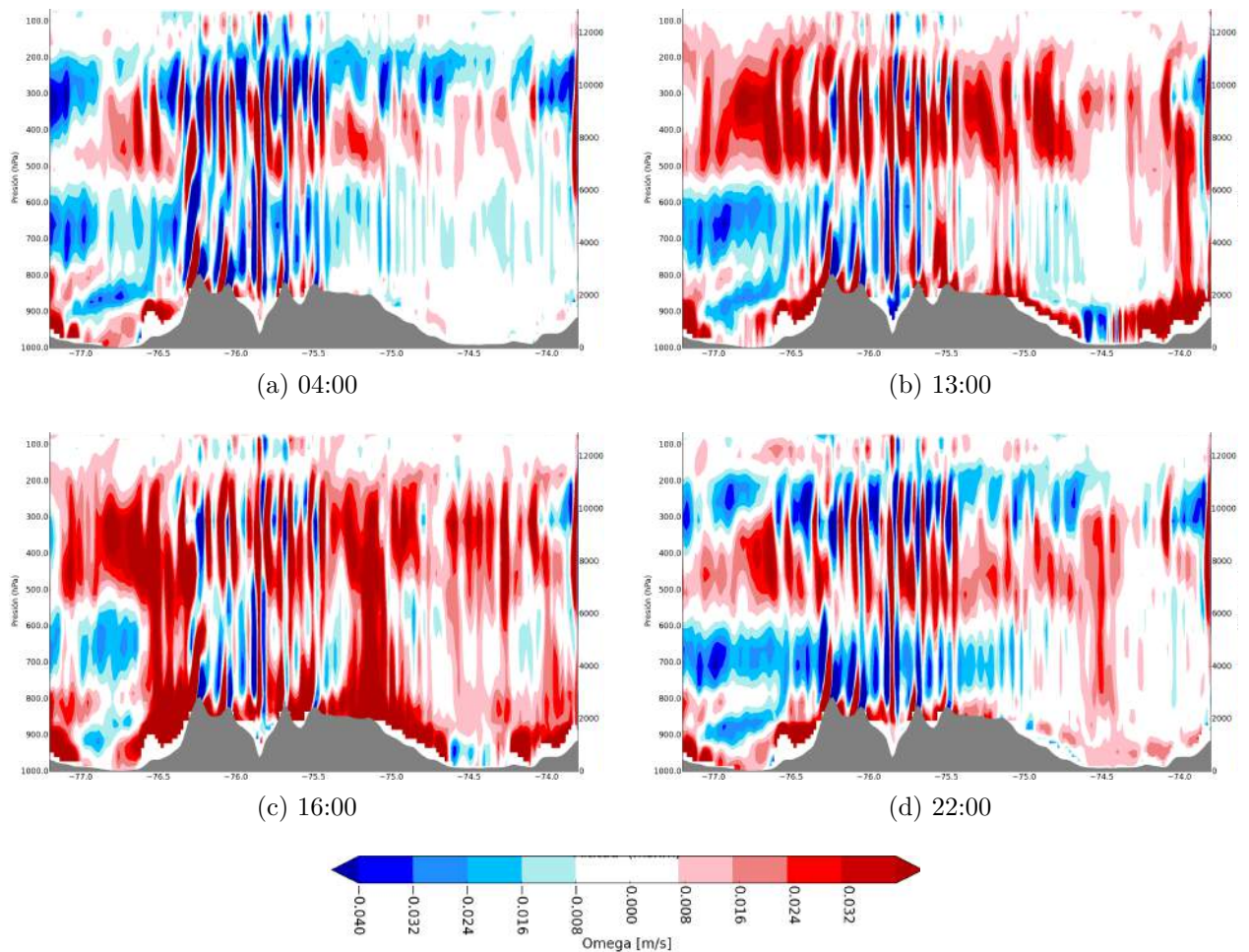


Figura 2-8: Ciclo diario de velocidad de viento vertical (omega), en rojo ascendente y azul descendente, el color gris representa la topografía en la sección transversal.

2.5.4. Precipitación

En el dominio interno se estiman adicionalmente los ciclos diarios, cada tres horas, y ciclos anuales de precipitación. Se debe aclarar que en el dominio externo no se hace ningún tipo de análisis ya que como se explicó anteriormente la precipitación no es una variable ne-

cesaria en la ejecución del WRF, por lo tanto no fue incluida en los archivos de condiciones de borde.

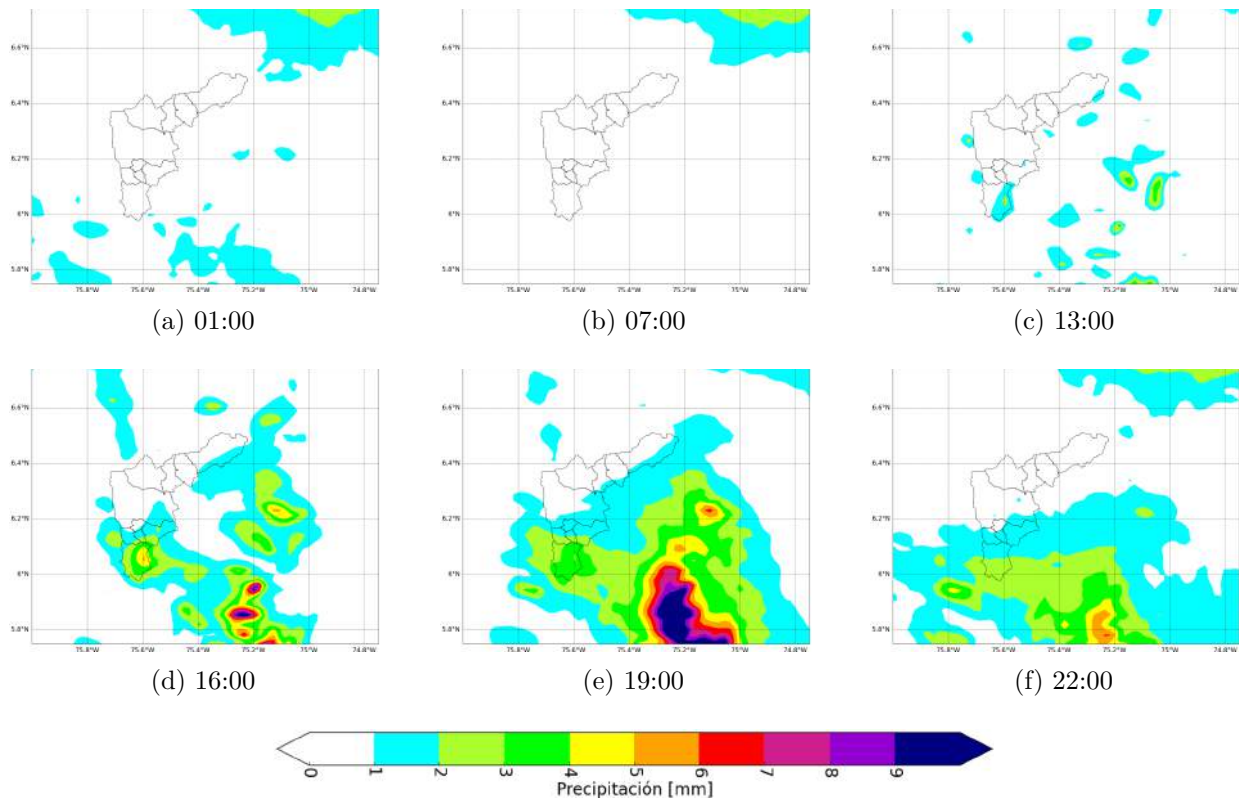


Figura 2-9: Ciclo diurno de precipitación en el dominio interno

En la Figura 2-9 se observa el ciclo diurno de precipitación en el dominio interno con una resolución temporal de 3 horas y espacial de 2 km. De las 04:00 a las 10:00 (Figura 2-9b) la precipitación al interior del valle de Aburra y sus alrededores es casi nula, mientras que en las horas de la tarde empezando desde las 13:00 (Figura 2-9c) se comienzan a formar sistemas de poca extensión en el oriente y en Caldas; a las 16:00 los sistemas que se formaron al comienzo de la tarde se intensifican y se desplazan hacia el occidente. A las 19:00 ya se observan acumulados de precipitación de 3 mm a 5 mm en Caldas (Figura 2-9e). Los sistemas que en la tarde lucían independientes se unen formando un único sistema que se desplaza hacia el occidente, sobre todo el costado oriental del valle de Aburrá, a las 22:00 (Figura 2-9f) disminuye considerablemente la intensidad y las precipitaciones se continúan desplazando hacia el occidente, a las 01:00 (Figura 2-9a) se observan acumulados bajos en el sur oriente asociados a las precipitaciones de la noche.

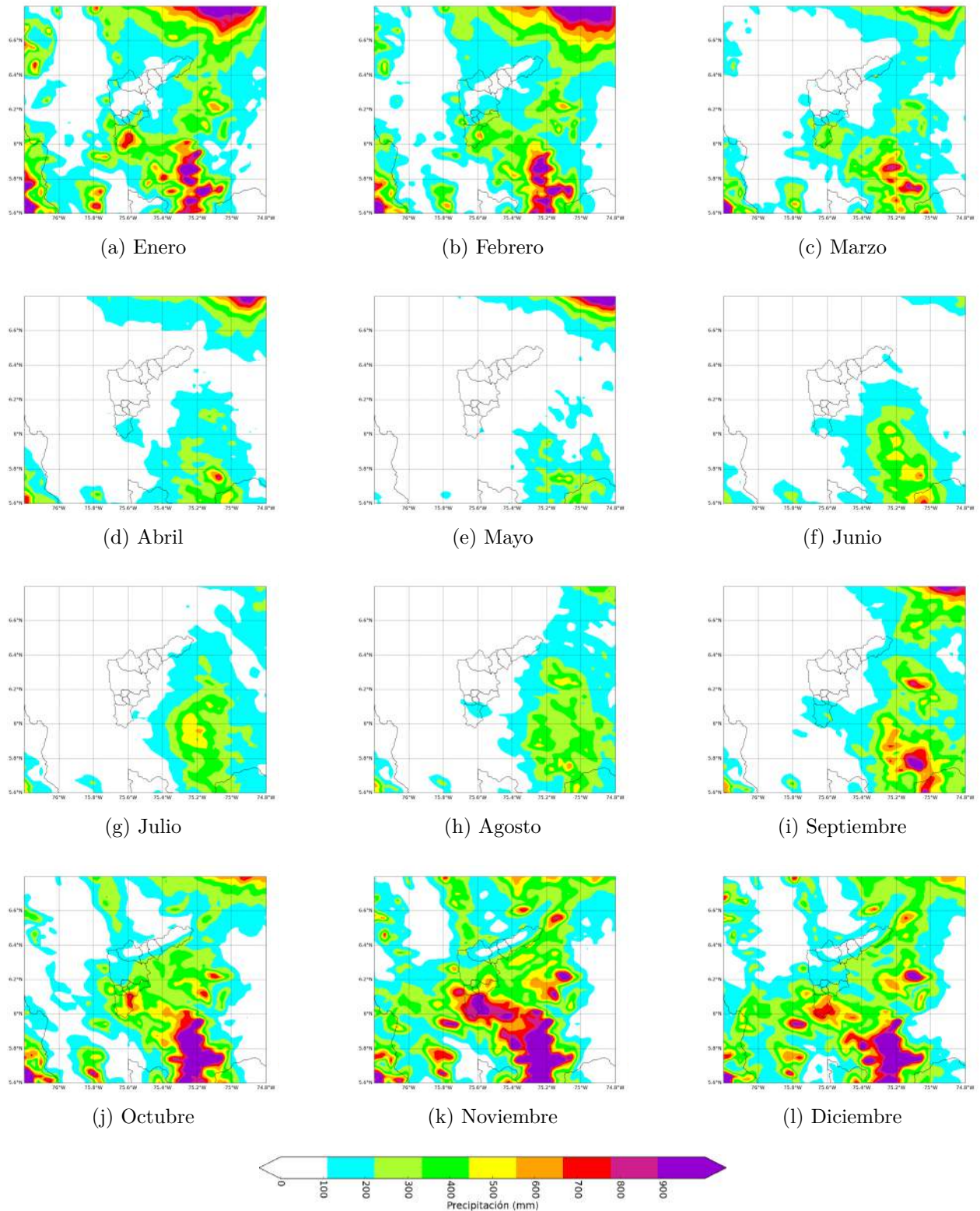


Figura 2-10: Ciclo Anual de precipitación en el dominio interno

En la Figura **2-10** se muestra el ciclo anual de precipitaciones donde se observa una única temporada de lluvias dentro del valle de Aburrá durante octubre, noviembre, diciembre, enero y febrero; marzo y septiembre son meses de transición; y la temporada seca, durante abril, mayo, junio, julio y agosto. Lo anterior contradice los resultados obtenidos por Poveda (2004), en el que se muestra que en los Andes Colombianos el ciclo anual de precipitaciones es bimodal pues los máximos acumulados de precipitación ocurren en abril-mayo y octubre-noviembre.

2.6. Validación de los resultados

A continuación se presenta una validación general de los resultados obtenidos usando WRF en el dominio interno con observaciones puntuales proporcionadas por EPM y el SIATA. Para precipitación se utilizó la información de EPM y para temperatura se utilizó la red meteorológica del SIATA; todas las estaciones utilizadas se encuentran al interior del valle de Aburrá (Tabla **2-5**). Además se utilizaron, de manera comparativa, resultados obtenidos a partir otras simulaciones cuya configuración consta de 3 dominios (modelo operacional SIATA). En el dominio externo se validan los resultados de la circulación de viento superficial utilizando 2 reanálisis, NCEP y FNL.

2.6.1. Velocidad y dirección de vientos zonales y meridionales

En esta sección se evalúa de forma cualitativa la velocidad y dirección de vientos zonales y meridionales en superficie y se compara el ciclo anual simulado en el dominio externo con el ciclo anual los Reanálisis FNL y NCEP. El reanálisis del NCEP/NCAR se genera de forma operacional cada 6 horas (0, 6, 12, 18 UTC) con una resolución espacial de $2,5^\circ$ por $2,5^\circ$. El análisis provee información superficial, 28 niveles de presión en coordenadas sigma desde 1000 hPa hasta 10 hPa, con una resolución temporal mensual, tienen información disponible desde 1981 para los promedios mensuales y 1945 para los resultados operacionales.

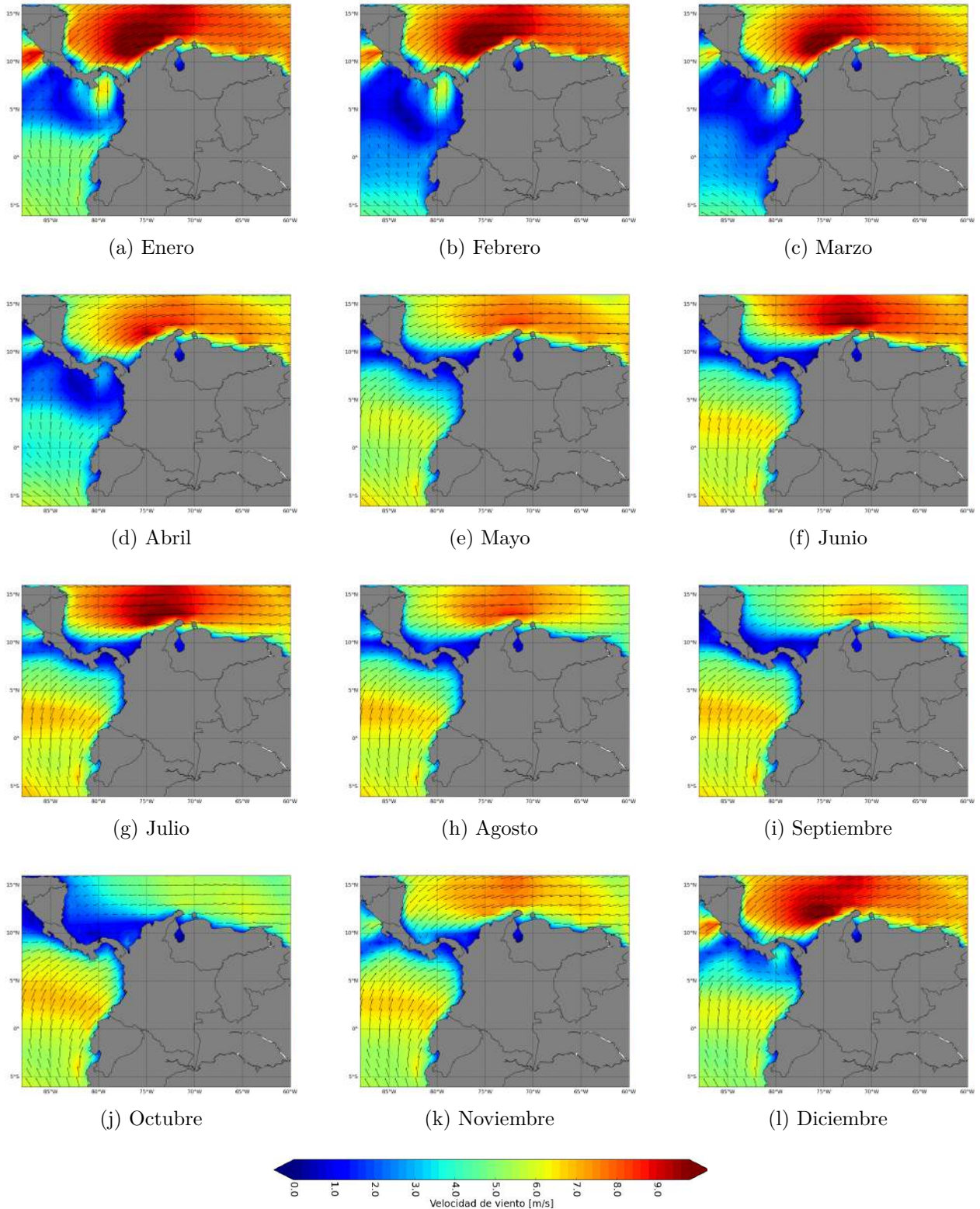


Figura 2-11: Ciclo anual de viento superficiales FNL, la velocidad esta representada por la escala de colores y la dirección por flechas, las cuales fueron escaladas según la velocidad

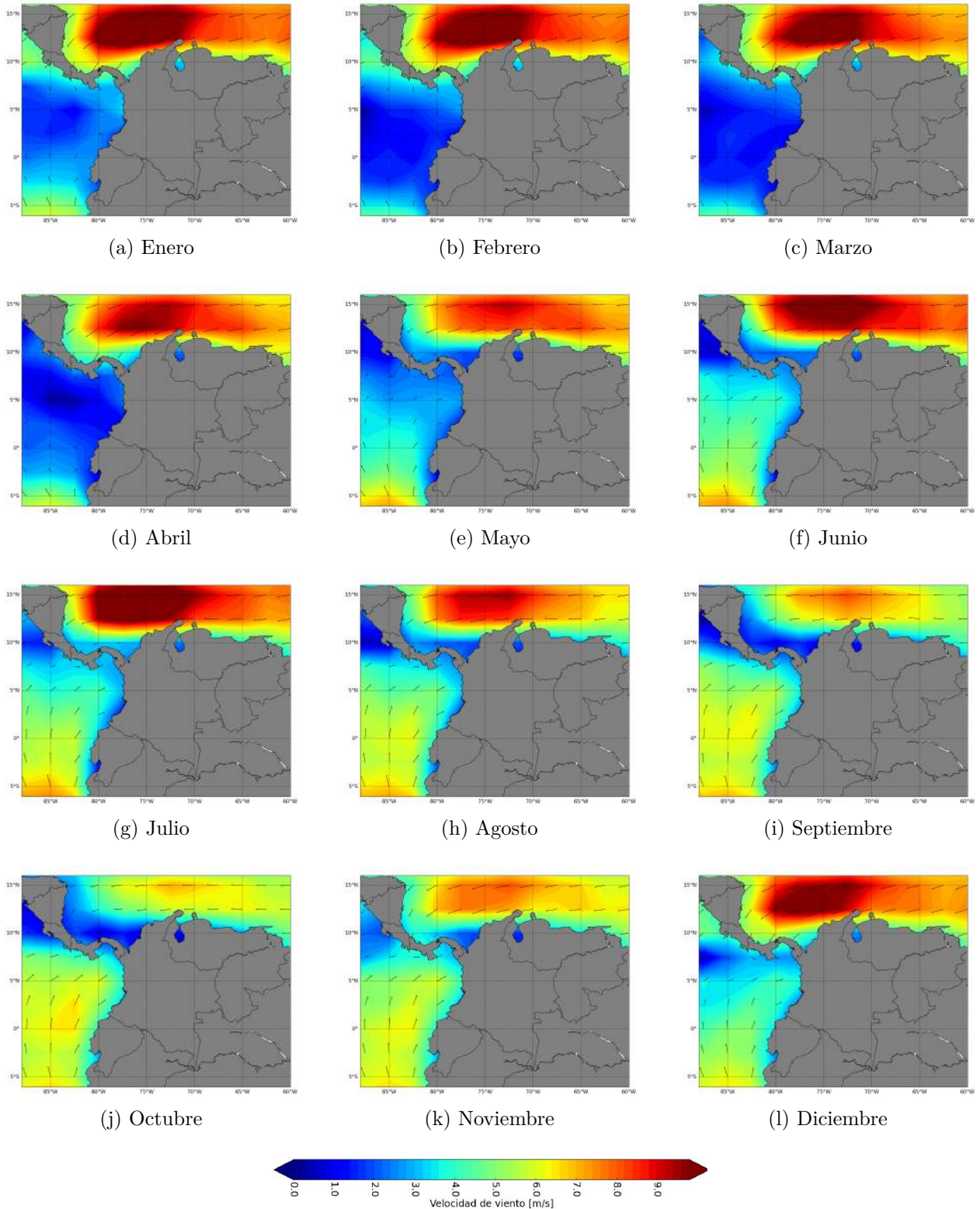


Figura 2-12: Ciclo anual de viento superficiales NCEP/NCAR, la velocidad esta representada por la escala de colores y la dirección por flechas, las cuales fueron escaladas según la velocidad

El ciclo anual de velocidad y dirección de vientos zonales y meridionales de los reanálisis NCEP/NCAR (Ver Figura **2-11**) y FNL (Ver Figura **2-12**) muestran el mismo comportamiento de los vientos Alisios de noreste y sureste que el simulado en el dominio externo. En la sección anterior se describió la variabilidad temporal observada en el campo de vientos superficiales, dicha descripción es completamente válida para el ciclo anual observado en los reanálisis. Debido a la resolución espacial en el reanálisis del NCEP/NCAR no se puede concluir de manera específica sobre la zona continental.

El ciclo anual de la circulación de vientos superficiales mostrado en la Figura **2-5** es representado de forma muy similar por Leon et al. (2000), quienes utilizaron información del reanálisis NCEP/NCAR desde 1982 hasta 1994 y por Mapes et al. (2003) quienes utilizaron el reanálisis ECMWF para validar los resultados de su modelación utilizando el MM5. La variabilidad temporal de la corriente de viento sobre el Pacífico colombiano es descrita y elaborada a partir de información satelital por Bayona et al. (2007), quienes caracterizaron la variación temporal de las corrientes de viento superficiales en las costas del Pacífico y el Golfo de Panamá.

2.6.2. Configuración de 3 dominios.

Se propuso una configuración de 3 dominios (Ver Figura **2-13**), continental, regional y local, cuyas resoluciones espaciales son 18 km, 6 km y 2 km, que cumple la recomendación para anidar dominios en el WRF (NCAR (2014)), la cual sugiere que la resolución espacial de los dominios debe disminuirse con una relación de 3, de lo contrario se podría presentar inestabilidad numérica en los bordes de cada dominio ya que la resolución espacial está ligada al *Time step* (intervalo de tiempo para resolver el modelo) utilizado. Dado que la configuración propuesta en la Sección 2.1.1 no cumple con dicha recomendación, se hicieron simulaciones para junio y noviembre con las condiciones de borde climatológicas y las parametrizaciones descritas en la Sección 2.1.1, pero en este caso utilizando la configuración de 3 dominios mencionada anteriormente, con el objetivo de validar y garantizar que los resultados obtenidos sean robustos y coherentes.

Como variables de diagnóstico se usaron la precipitación y la temperatura superficial, para las cuales se construyeron ciclos diurnos en puntos donde se contaba con estaciones de medición pertenecientes a EPM para precipitación y SIATA para temperatura (Ver Tabla **2-5**). Además de las observaciones se utilizan los resultados históricos de la configuración

del WRF implementada por el SIATA para emitir su pronóstico operacional. (SIATA (2013)).

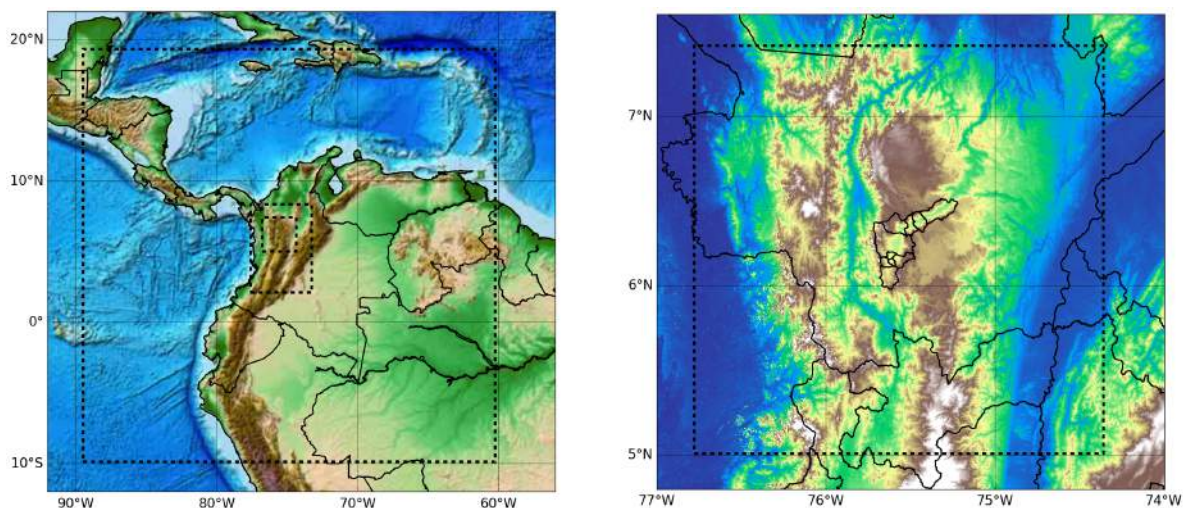


Figura 2-13: A la derecha se muestra la configuración de 3 dominios, las líneas punteadas representan la ubicación espacial de cada dominio, a la izquierda se muestra un zoom sobre el dominio local; los colores en ambas figuras representan la topografía de la zona.

2.6.3. Temperatura superficial

La red de monitoreo meteorológico del SIATA cuenta con 16 estaciones distribuidas en los municipios de valle de Aburrá, de las cuales se tomaron 8 puntos en los extremos del Valle y en el centro para garantizar que cada estación correspondiera a un único píxel de la malla del dominio interno. Dichas estaciones registran información de temperatura, humedad relativa, presión atmosférica, precipitación y velocidad y dirección de viento. El ciclo diario de temperatura en las estaciones se compara con el ciclo diario estimado a partir de los resultados de la simulación de control en el dominio interno, previo conocimiento de las coordenadas de las estaciones meteorológicas (latitud, longitud) para así ubicar el píxel cuyo centroide se encuentre más cerca de cada estación.

En la Figura 2-14 se muestran los ciclos diarios de temperatura con una resolución temporal de 3 horas para algunas de las estaciones de la red meteorológica del SIATA, donde la tendencia general es que la temperatura aumente de las 00:00 a las 13:00 y disminuya de las 13:00 a las 23:00; este comportamiento se ve reflejado en las observaciones y en las 3 configuraciones utilizadas. Las diferencias en magnitud entre las observaciones y las simulaciones en gran medida están asociadas a la diferencias entre la altura real y la altura interpolada

por el modelo. Ésta última es diferente para cada configuración, por ejemplo para la estación ubicada en Guarne la altura real es 2384 msnm, para 3 dominios es 2427 msnm y para 2 dominios es 2442 msnm; en la Figura **2-14a** se observa que el ciclo diurno no difiere mas de $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ entre las observaciones y las simulaciones, en cambio si observamos la estación ubicada en Barbosa la altura real es 1334 msnm, para 3 dominios es 1464 msnm y para 2 dominios es 1516 msnm y en la Figura **2-14b** las diferencias de las observaciones y las simulaciones pueden ser hasta de $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ y de manera análoga ocurre para las demás estaciones, donde la magnitud de la diferencia entre la altura real y la simulada nos da idea de la diferencia entre la magnitud del ciclo diurno.

Tabla 2-5: Características de estaciones en tierra utilizadas

Nombre	ID	Fuente	Lat	lon	Años	Variable	Municipio
IE Manuel Jose Caicedo	82	SIATA	6.4351	-75.3273	2	Temperatura	Barbosa
Parque 3 Aguas	105	SIATA	6.0963	-75.6353	2	Temperatura	Caldas
Torre SIATA	201	SIATA	6.2593	-75.5887	2	Temperatura	Medellín-Estadio
Centro de Salud San Javier	83	SIATA	6.2719	-75.6312	2	Temperatura	Medellín-San Javier
Escuela CEDEPRO	84	SIATA	6.2195	-75.6362	2	Temperatura	Medellín-Altavista
Vivero EPM Piedras Blancas	207	SIATA	6.2833	-75.4939	2	Temperatura	Guarne
Santa Elena-Radar	205	SIATA	6.1935	-75.5278	2	Temperatura	Santa Elena
Ciudadela Educativa la vida	73	SIATA	6.3453	-75.5047	2	Temperatura	Copacabana
Palmas	2308023	EPM	6.1551	-75.5394	55	Precipitacion	Medellín
Chorrilos	2701035	EPM	6.2991	-75.5063	55	Precipitacion	Medellín
Caldas	2701036	EPM	6.0480	-75.6292	55	Precipitacion	Caldas
Villa Hermosa	2701045	EPM	6.2608	-75.5506	55	Precipitacion	Medellín
Girardota	2701056	EPM	6.3858	-75.4577	55	Precipitacion	Girardota
Astillero	2701115	EPM	6.2596	-75.6789	25	Precipitacion	Medellín
Miguel Aguinaga	2701517	EPM	6.2559	-75.5721	55	Precipitacion	Medellín
Barbosa	2701057	EPM	6.4439	-75.3320	55	Precipitacion	Barbosa

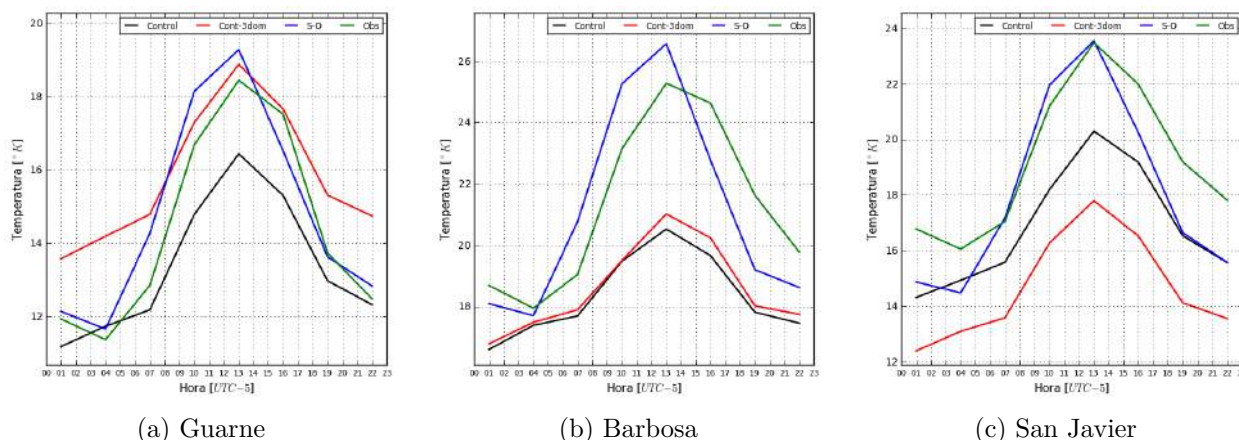
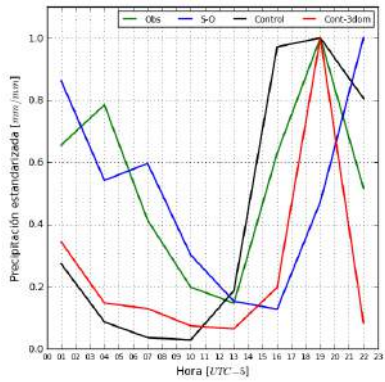


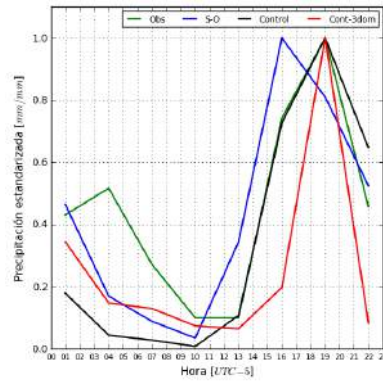
Figura 2-14: Ciclo diurno de temperatura: Control es la simulación en el dominio interno (negro), Cont-3dom es la simulación utilizando la configuración de 3 dominios (rojo), S-O es el modelo operacional del SIATA (azul) y obs son las observaciones de la red meteorológica del SIATA (verde).

2.6.4. Precipitación

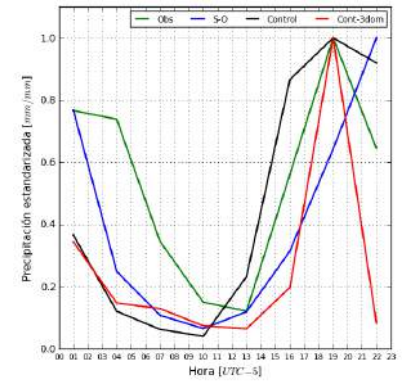
En este caso se utilizaron las estaciones de EPM (Tabla 2-5) distribuidas al interior del valle de Aburrá que cuentan hasta con 55 años de datos de precipitación. Utilizando la metodología descrita en la sección anterior se calcularon los ciclos diurnos en cada punto de muestreo. En la Figura 2-15, se muestran los ciclos diurnos de precipitación estandarizados, cuya resolución temporal es 3 horas, para las observaciones y para las 3 diferentes configuraciones del modelo WRF utilizadas. En todas estaciones utilizadas se observa un máximo de precipitación entre las 16:01 y las 19:00 y el mínimo de precipitación entre las 03:00 y las 12:00 según la estación; en general se observa que la simulación de control de dos y tres dominios representa adecuadamente la variabilidad asociada al ciclo diurno.



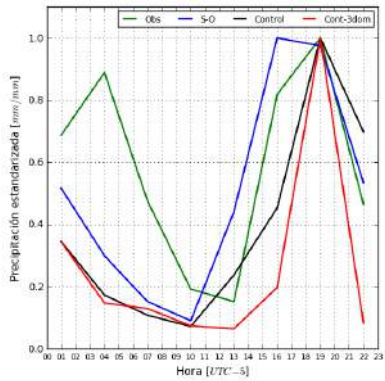
(a) Las Palmas



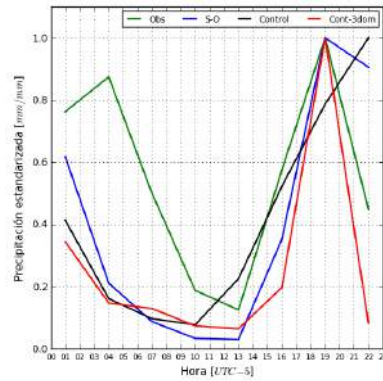
(b) Caldas



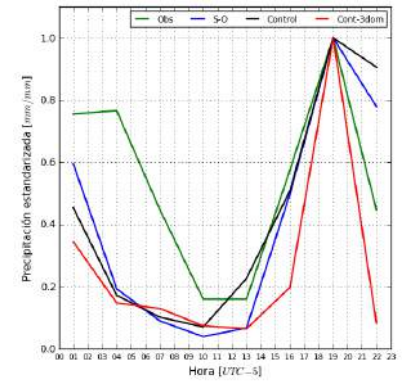
(c) San Antonio de Prado



(d) Guarne



(e) Medellín-centro



(f) Medellín-oriente

Figura 2-15: Ciclo diario de precipitación: Control es la simulación en el dominio interno (negro), Cont-3dom es la simulación utilizando la configuración de 3 dominios (rojo), S-O es el modelo operacional del SIATA (azul) y obs son las observaciones de la red meteorológica del SIATA (verde).

2.6.5. Variables a diferentes niveles de presión (Radiosondeos).

Los sistemas de radiosondeos son métodos de sensado directo, compuestos por un conjunto de sensores e instrumentación electrónica llamada Radiosonda, la cual sujeta a un globo toma medidas de presión, temperatura, humedad de la atmósfera y geolocalización a medida que este asciende, conformando perfiles de alta resolución típicamente hasta los 25 km (usando un globo de 300 gramos). La altura y posición del globo y las componentes del viento son determinadas a través de la implementación de un GPS (Global Positioning System). A pesar de que la información proveniente de los radiosondeos no es continua en el tiempo, sus mediciones directas y de gran alcance en la vertical, siguen siendo hoy herra-

mientas importantes de monitoreo y validación de los datos obtenidos a través de técnicas de sensado remoto (Wang and Wang, 2014; Lee et al., 2014).

Los radiosondeos utilizados en esta investigación, hacen parte de tres campañas de observación intensiva realizadas por el SIATA el presente año, durante las cuales se realizaron lanzamientos con una frecuencia de 3 horas en periodos de 5 días entre el 28 de Enero y el 2 de Febrero, el 24 - 28 de Marzo y el 4 - 8 de Mayo del presente año, para un total de 120 lanzamientos y 120 perfiles atmosféricos de las diferentes variables físicas. De los 120 perfiles se extrae el ciclo diurno de temperatura, humedad relativa y velocidad de viento zonal y meridional; los cuales son comparados con los perfiles tomados del dominio local en el punto que representa la ubicación de la torre SIATA.

En la Figura **2-16** se observa una tendencia similar a lo largo del ciclo diurno en las cuatro variables analizadas; la temperatura disminuye monótonamente con la altura hasta los 100 hPa donde comienza a aumentar, este comportamiento se ve reflejado en ambos perfiles cuyas magnitudes son muy similares, solo llegan a diferir un par de $^{\circ}K$ en superficie y después de los 200 hPa. En cuanto a la humedad relativa el comportamiento a lo largo del día es muy similar, solo varía la magnitud, desde la superficie hasta los 700 hPa, aumenta

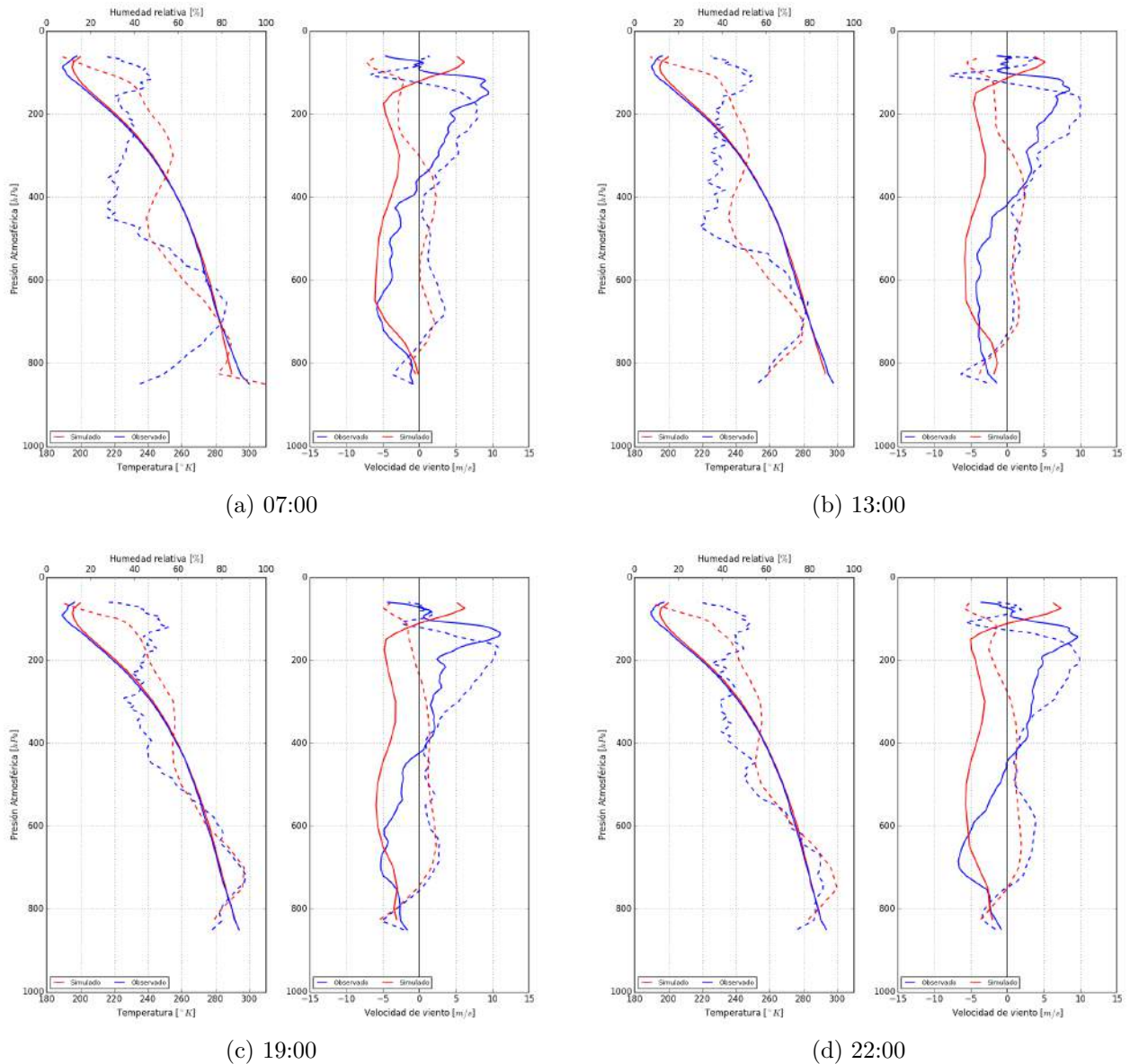


Figura 2-16: Ciclo diario de temperatura, humedad relativa, viento zonal y meridional; en la figura de la izquierda la línea continua representa la temperatura y la punteada la humedad relativa, en la figura de la derecha la línea continua representa el viento zonal y la punteada el viento meridional; en ambas figuras el rojo representa los resultados del WRF y la línea azul las observaciones de los radiosondeos.

hasta aproximadamente 80 %, de los 700 hPa a los 500 hPa la humedad disminuye hasta 40 %, de los 500 hPa a 100 hPa permanece casi constante oscilando entre 40 % y 60 %, de los 100 hPa a 50 hPa la humedad aumenta hasta 80 %, de los 50 hPa a 10 hPa permanece casi constante oscilando entre 80 % y 100 %, de los 10 hPa a 0 hPa la humedad aumenta hasta 100 %.

finalmente de 100 hPa en adelante la humedad comienza a disminuir; aunque los perfiles observados y simulados tienen diferencias hasta de 10 %, el comportamiento en la vertical es muy similar exceptuando el primer tramo de la Figura **2-16a**. El comportamiento del viento zonal y meridional a diferentes niveles de presión fue descrito en la Sección 2.5.2, el perfil obtenido a partir de los radiosondeos es muy similar al simulado desde la superficie hasta aproximadamente 400 hPa, en dicha porción del perfil ambos observado y simulado conservan el mismo signo y ordenes de magnitud; de 400 hPa en adelante se observa que para ambas componentes el perfil simulado difiere del observado en signo (dirección) y en magnitud a lo largo del día.

Hecha la evaluación de los resultados obtenidos siguiendo la metodología descrita en la Sección 2.1.1, es posible concluir que el modelo WRF representa adecuadamente los rasgos más característicos de la climatología (magnitud y ubicación espacio-temporal): a escala continental, el ciclo anual de los vientos Alisios de noreste y sureste y ciclo anual de la temperatura superficial, asociada con el movimiento latitudinal del sol; y a escala local, el ciclo diurno de temperatura. Aunque la magnitud de esta se ve afectada por efectos topográficos, la variabilidad es representativa en los puntos de evaluación. En cuanto al ciclo diurno de la precipitación el modelo es capaz de ubicar temporalmente las horas del día de máxima y mínima precipitación. La temperatura y la humedad relativa a diferentes niveles de presión el modelo WRF es capaz de representar la variabilidad en altura, en cuanto a la magnitud hay mayor incertidumbre en la humedad relativa, sin embargo la representación es muy realista; en cuanto a la magnitud y dirección de viento zonal y meridional hasta cierta porción del perfil vertical la representación del WRF es aceptable, sin embargo a partir de los 400 hPa el comportamiento de ambos difiere mucho de la realidad.

Capítulo 3

Cambio en las parametrizaciones del submodelo de interacción suelo-atmósfera

Como se mencionó anteriormente, uno de los mayores retos en modelación meteorológica es la disminución de la incertidumbre en la representación de la distribución espacio-temporal de la precipitación, temperatura, vientos superficiales, entre otras variables, dado que son las más importantes en los pronósticos operacionales a corto plazo. Para esto es necesario entender los procesos físicos que controlan los cambios meteorológicos y climáticos en determinada región, siendo uno de los más importantes la interacción suelo-vegetación-atmósfera ya que modula los flujos de energía y masa entre la superficie de la tierra y la capa más baja de la atmósfera.

En la siguiente sección se describe de manera general la evolución histórica de los modelos LSM y de los procesos fundamentales que hacen parte de dicha modelación de la interacción suelo-vegetación-atmósfera. En lo restante del capítulo se presenta el análisis de las diferencias entre los diferentes esquemas suelo-vegetación-atmósfera en el Valle de Aburrá.

3.1. Modelos de suelo *Land-Surface-Model (LSM)*

3.1.1. Historia y evolución de los *Land-Surface-Models*

A finales de la década de los 60's comienza a ser evidente la necesidad de incorporar en los modelos climáticos un submódulo encargado de cuantificar los intercambios de masa, energía y momentum entre la superficie de la tierra y la atmósfera, el cual fue llamado *Land Surface Model*. En un principio el objetivo principal era cuantificar el flujo de calor latente y calor sensible pero con el paso de los años se han introducido nuevas variables como la humedad y temperatura del suelo con el fin de cuantificar los flujos de energía de una forma más realista. Desde el primer modelo de interacción suelo atmósfera propuesto por Manabe (1969) hasta la fecha, se ha introducido más complejidad en la forma en que se representan los procesos físicos involucrados en este fenómeno. Sellers (1997) propuso una clasificación que depende de la forma en que cada modelo representa el flujo de calor latente o evapotranspiración y los separó en tres grupos, así: *First Generación model*, *Second Generation model* y *Third generation model*.

Modelos de primera generación

Los modelos de primera generación tienen como objetivo cuantificar los intercambios de radiación entre la atmósfera y la superficie, y los flujos de calor latente y calor sensible. Estos modelos hacen muchas simplificaciones en las ecuaciones de balance de energía y balance de agua. En cuanto al balance de energía, los modelos de primera generación desprecian el flujo de energía en el suelo y por lo tanto, los únicos términos que aparecen en el balance de energía son el flujo de calor sensible y calor latente, los cuales son igualados a la radiación neta que se estima realizando la diferencia entre la energía que entra y la energía que resulta del volumen de control, comprendido este último desde la superficie hasta la capa más baja de la atmósfera. Se asume que el flujo de calor sensible es proporcional a la diferencia entre la temperatura de la superficie y la temperatura de la capa más baja de la atmósfera e inversamente proporcional a la resistencia aerodinámica. El flujo de calor latente se estima de forma similar reemplazando la temperatura por la presión de vapor de agua y se incluye una función β que varía entre cero y uno, la cual cuantifica la disponibilidad de agua en el suelo, siendo igual a uno cuando el suelo se encuentra saturado y a cero cuando el suelo se encuentra totalmente seco.

En cuanto al balance de agua, se utiliza un modelo conceptual de un solo tanque, con

capacidad de 150 mm sin importar el tipo de suelo. Cuando el nivel del tanque supera su capacidad máxima se genera escorrentía, se desprecia la percolación, la infiltración, la interceptación y la evaporación del agua interceptada. Este modelo hidrológico es llamado *The Bucket model*.

En los modelos de primera generación la superficie era conceptualizada por una única capa, no se diferenciaba entre el suelo y la vegetación, por lo tanto el flujo de calor latente es calculado a partir de la humedad disponible en la atmósfera, el uso de suelo y la época del año. La resolución espacial horizontal oscilaba entre 10° y 20°, con máximo 7 niveles de presión y la resolución temporal era de mínimo 30 minutos; los anteriores valores estaban ligados a la disponibilidad computacional de la época.

Modelos de segunda generación

Los modelos de segunda generación introducen el concepto de interacción suelo-vegetación-atmósfera, afirmando que la vegetación tiene gran influencia en el intercambio de masa y energía entre el suelo y la atmósfera, siendo más específicos el proceso de fotosíntesis el cual permite el intercambio de masa entre las plantas y la atmósfera. Se plantea un submodelo de intercambio de CO_2 y vapor de agua introduciendo un parámetro llamando *Conductividad Estomática* y además se discretiza el suelo en diferentes capas en profundidad con el fin de estimar la temperatura y disponibilidad de humedad para cada intervalo de tiempo en cada capa de suelo utilizando métodos de transferencia de calor y humedad en el suelo.

Al introducir una capa de vegetación a los modelos de suelo se tuvo en cuenta que las plantas absorben radiación solar en ciertas longitudes de onda, esto implicaría que al suelo estaría llegando menor radiación teniendo como resultado una disminución en la tasa de calentamiento de la superficie; las hojas de los diferentes tipos de vegetación interceptan cierto volumen de agua y para cuantificarlo es necesario ingresar un parámetro que depende del tipo de vegetación llamado *Leaf Area Index (LAI)* que hace referencia al tamaño de las hojas; parte de este volumen interceptado es evaporado y otra parte cae finalmente al suelo.

La evapotranspiración o flujo de calor latente es dividida en tres componentes: transpiración, evaporación de agua interceptada y evaporación del agua proveniente del suelo. Para estimar la transpiración se supone que el agua que se encuentra al interior de las hojas proviene del suelo y es tomada por las raíces; la cantidad de agua que es capaz de tomar la

vegetación depende de un parámetro llamado *profundidad de raíces*, el cual, a mayor profundidad es mayor la cantidad de agua disponible para la transpiración a la cual podríamos llamar *transpiración potencial*. La cantidad de agua transpirada depende de la *resistencia estomática*, que cuantifica qué tan abiertas se encuentran los estomas de las hojas lo cual depende de la humedad del ambiente y de la disponibilidad de agua.

Se introduce en el balance de energía el término *flujo de calor en el suelo*, el cual cuantifica la entrada o salida de energía en el suelo que permite estimar los cambios de temperatura en el mismo, utilizando diferentes metodologías, donde la más común *force restore model* propuesta por Dickinson (1974), solo considera la transferencia de calor por difusión y supone que la variación de la temperatura del suelo durante el día se comporta como un armónico cuyo periodo es de 24 horas.

La cantidad de agua que ingresa al suelo se calcula haciendo la diferencia entre la precipitación y la evapotranspiración. El suelo almacena humedad hasta llegar a su punto de saturación, el cual es un parámetro que varía para cada tipo; cuando se supera este valor la cantidad de agua excedente se convierte en escorrentía la cual algunos autores sugieren que se descarga en el océano inmediatamente. Otros autores sugieren que es necesario incluir la red de drenaje ya que la descarga de los ríos actúa como condición de borde en modelos oceánicos. El volumen que se almacena en el suelo se rige por el enfoque de infiltración de Richards y la transferencia de humedad en profundidad se hace de manera similar al flujo de calor en el suelo.

Por primera vez se hace referencia en los modelos de suelo al efecto que tiene la cobertura de nieve en el balance radiativo, balance de energía y balance de agua; se introduce una capa adicional diferente al suelo y a la vegetación la cual tiene propiedades termodinámicas e hidráulicas. El parámetro más importante en el submodelo de nieve es llamado *humedad equivalente* el cual representa el equivalente en agua líquida de la masa de nieve.

Modelos de tercera generación

La característica más importante de estos modelos es la inclusión de los ciclos de variables bioquímicas, para ser más específicos el ciclo de carbón. En ellos se representa la eficiencia de las plantas para convertir el CO_2 de la atmósfera en biomasa mediante la fotosíntesis, de esta forma es posible cuantificar el crecimiento o decrecimiento de las plantas, así la vege-

tación deja de ser un parámetro constante y se convierte en un parámetro dinámico. Por lo anterior los modelos de tercera generación serían ideales si se pretende simular escenarios a largo plazo.

Los componentes más importantes del ciclo del carbón son sus fuentes y sumideros. Las fuentes pueden ser naturales (erupciones volcánicas) o antrópicas (emisiones de CO_2). Los sumideros son representados por un submodelo que cuantifica la tasa de admisión de CO_2 por las plantas, insumo fundamental para realizar la fotosíntesis. El parámetro más importante de este submodelo es la resistencia estomática, la cual es estimada a partir de una expresión empírica que depende de condiciones atmosféricas.

El balance de agua y balance de energía en los modelos de tercera generación no ofrecen innovaciones en comparación con los modelos de segunda generación ya que los esfuerzos se concentran en una representación realista del ciclo del carbón.

3.1.2. Descripción de los LSM

Estructura vertical

Cuando hablamos de estructura vertical se está haciendo referencia a la forma en que cada modelo discretiza las diferentes capas que intervienen en la interacción suelo-atmósfera. Comenzando de arriba hacia abajo aparece la capa límite, esta porción de atmósfera es la primera capa del modelo donde se infiere que ocurren todos los procesos de intercambio de energía, masa y momentum entre la superficie del suelo y la atmósfera. Luego aparece la capa de vegetación en la cual es necesario definir el uso de suelo y el tipo de vegetación; se hace diferencia entre el suelo desnudo y el suelo con vegetación. La última capa del modelo es el suelo para el cual cada parametrización tiene un número y profundidad de capas diferente. Solo el NOAH-LSM y los modelos de tercera generación tienen en cuenta una última capa relacionada con la masa de nieve que se encuentra sobre la superficie.

Variables de Pronóstico

Las variables de pronóstico de los LSM son la humedad y temperatura en cada capa de suelo, por lo tanto la cantidad depende directamente del número de capas que utilice cada modelo. Además hay otras variables de pronóstico que se definen específicamente para cada

modelo como la cantidad de humedad interceptada por la vegetación en el BATS, RUC, P-X y NOAH-LSM, la temperatura y la profundidad de agua equivalente de la masa de nieve en el NOAH-LSM.

Condiciones de borde

Para todos los modelos en general es necesario introducir variables atmosféricas como condiciones de borde, las cuales son necesarias para determinar los flujos de energía, momentum y masa entre el suelo y la capa más baja de la atmósfera. Las condiciones de borde son:

- Temperatura del aire al nivel de referencia [K]
- Presión de vapor de agua al nivel de referencia [KPa o Pa]
- Velocidad del viento al nivel de referencia [$\frac{m}{s}$]
- Radiación incidente [$\frac{W}{m^2}$]
- Precipitación [mm]

Parámetros

Noilhan and Planton (1989) hablan de dos tipos de parámetros: primarios y secundarios. los primarios son el tipo de vegetación y el tipo de suelo; se debe tener en cuenta que es posible utilizar dos clasificaciones para el tipo de vegetación las cuales son MODIS y USGS. Cada base de datos tiene definidos los parametros secundarios para cada tipo de cobertura. Para el tipo de suelo se utiliza la clasificación hecha por Clapp and Hornberger (1978), quienes proponen diez diferentes tipos de suelo.

En la Tabla **3-1** se muestra la clasificación hecha por Clapp and Hornberger (1978). En la primera columna se encuentran los nombres de los suelos ordenados de menor a mayor porcentaje de arcilla el cual se muestra en la segunda columna MCF (Mean Clay Fraction); en la tercera columna se muestra b el cual es un coeficiente empírico que resulta del ajuste de los datos; en la cuarta y quinta columna se muestran los valores de la succión de saturación ψ_s y la succión frontal ψ_f ; en la sexta columna se muestra el contenido volumétrico de agua de saturación el cual es equivalente a la porosidad de la masa de suelo; en la séptima columna

se muestran los valores de conductividad hidráulica saturada y la última es la *sorptividad de Philips*.

Tabla 3-1: Parámetros secundarios del suelo según su tipo.

Nombre	MCF	b	$\psi_s(cm)$	$\psi_f(cm)$	$\theta_s(cm^3/cm^3)$	$K_s(cm/min)$	$Scm/min^{1/2}$
Sand	0.03	4.05	12.1	4.66	0.395	1.056	1.52
Loamy Sand	0.06	4.38	9	2.38	0.41	0.938	1.4
Sandy Loam	0.09	4.9	21.8	9.52	0.435	0.208	1.03
Silt Loam	0.14	5.3	78.6	75.3	0.485	0.0432	1.26
Loam	0.19	5.39	47.8	20	0.451	0.0417	0.693
Sandy Clay Loam	0.28	7.12	29.9	11.7	0.42	0.0378	0.488
Silty Clay Loam	0.34	7.75	35.6	19.7	0.477	0.0102	0.31
Clay Loam	0.34	8.52	63	48.1	0.476	0.0147	0.537
Sandy Clay	0.43	10.4	15.3	8.18	0.426	0.013	0.223
Silty Clay	0.49	10.4	49	23	0.492	0.0062	0.242
Clay	0.63	11.4	40.5	24.3	0.482	0.0077	0.268

En la Tabla **3-2** se encuentran los tipos de vegetación según MODIS. en la primera columna se muestra el nombre; en la segunda el factor de sombra (SF), este porcentaje representa la porción que cubre la vegetación de cada píxel, a mayor cobertura de la vegetación la radiación incidente en el suelo es menor y viceversa; la tercera columna es el número de raíces (NR); R_s en la columna 4 hace referencia a la resistencia estomática, parámetro utilizado en la transpiración en la quinta columna se muestra el Leaf Area Index máximo y mínimo (LAI); en las columnas seis se muestra la emisividad; en la séptima el albedo y en la octava rugosidad (Z_0) que depende directamente de la altura de la vegetación.

Tabla 3-2: Parámetros secundarios según el uso del suelo.

Nombre	SF	NR	RS	LAI	Emi	Alb	Z_0
Evergreen Needleleaf Forest	.70	4	125	6.40	.950	.12	.50
Evergreen Broadleaf Forest	.95	4	150	6.48	.950	.12	.50
Deciduous Needleleaf Forest	.70	4	150	5.16	.940	.15	.50
Deciduous Broadleaf Forest	.80	4	100	3.31	.930	.17	.50
Mixed Forests	.80	4	125	5.50	.970	.25	.50
Closed Shrublands	.70	3	300	3.66	.930	.30	.05
Open Shrublands	.70	3	170	2.60	.950	.30	.06
Woody Savannas	.70	3	300	3.66	.930	.30	.05
Savannas	.50	3	70	3.66	.920	.20	.15
Grasslands	.80	3	40	2.90	.960	.23	.12
Permanent wetlands	.60	2	70	5.72	.950	.14	.30
Croplands	.80	3	40	5.68	.985	.23	.15
Urban and Built-Up	.10	1	200	1.00	.880	.18	.50
cropland	.80	3	40	4.29	.980	.23	.14
Snow and Ice	.00	1	999	0.01	.950	.70	1
Barren or Sparsely Vegetated	.01	1	999	0.75	.900	.38	.01
Water	.00	0	100	0.01	.980	.08	0.0001

3.1.3. Ecuaciones que gobiernan el modelo

Se utilizan las ecuaciones generales de balance de energía para la temperatura y balance de agua para la humedad. Dependiendo de cada modelo se desprecian algunas de las variables que aparecen en las ecuaciones de balance.

En la Ecuación 3-1, S es el almacenamiento de humedad en el suelo, P_d es la precipitación que no es interceptada, R es la escorrentía superficial, E es la evapotranspiración y D es la escorrentía de la superficie de las hojas. El signo positivo indica que se está agregando humedad al suelo y el negativo es la pérdida de humedad del suelo; muy pocos modelos tienen en cuenta el tránsito de la escorrentía superficial pues suponen que finalmente desembocará en los océanos a través de la red de drenaje.

$$\frac{\partial S}{\partial t} = P_d - R - E + D \quad (3-1)$$

En la Ecuación 3-2 G es el flujo de energía al interior del suelo, H es el flujo de calor sensible, R_n es la radiación neta absorbida, E es la evapotranspiración de las plantas y λ es el calor latente de vaporización. El signo positivo indica entrada de energía al suelo y el negativo indica pérdidas de energía en el suelo.

$$\frac{\partial G}{\partial t} = R_n - H - \lambda E \quad (3-2)$$

Evapotranspiración (E)

Este es el único término presente en ambas ecuaciones de balance, por lo tanto estimar este valor de forma adecuada es de vital importancia para obtener resultados válidos. Es necesario diferenciar cada uno de los términos que aportan al flujo de calor latente en términos de energía o evapotranspiración en términos de lámina de agua. Es posible estimar la evapotranspiración como la suma de tres términos de la siguiente manera:

$$E = E_g + E_{tr} + E_v \quad (3-3)$$

En la Ecuación 3-3, E_g es la cantidad de agua evaporada del suelo desnudo, E_{tr} es la cantidad de agua transpirada por la vegetación y E_v es la cantidad de agua evaporada de la superficie de la vegetación.

Para la evaporación del suelo desnudo (E_g) la mayoría de los modelos utilizan un enfoque de diferencias potenciales, el cual consiste en cuantificar la presión de vapor del suelo ($e(T_g)$) y la presión de vapor del entorno inmediatamente contiguo (e_a). Este método introduce un parámetro llamado *resistencia aerodinámica* (r_a) el cual varía según la composición y la profundidad de la capa en la que se produce el intercambio de calor latente.

$$E_g = (1 - veg) \frac{\rho * [e(T_g) - e_a]}{r_a} \quad (3-4)$$

En la Ecuación 3-4 ρ es la densidad del aire que corresponde aproximadamente a $1,3 \text{kgm}^{-3}$. En cuanto a la evaporación de la vegetación E_v Noilhan and Planton (1989) utilizan el método de *diferencias potenciales* teniendo en cuenta el porcentaje de la vegetación que cubre el suelo (factor de sombra), de la siguiente manera:

$$E_g = veg \frac{\rho * [e(T_g) - e_a]}{r_a} \quad (3-5)$$

En la Ecuación 3-5 y la Ecuación 3-4 el termino *veg* es la notación para el factor de sombra. Cabe aclarar que cada uno de los modelos propone una forma diferente para estimar la *resistencia aerodinámica* y en la gran mayoría se utilizan ecuaciones empíricas.

Muy pocos modelos cuentan con un enfoque para la transpiración E_{tr} . El NOAA-LSM y el BATS incluyen un parámetro de la vegetación llamado *resistencia estomática* el cual hace referencia a la cantidad de vapor de agua que los estomas dejan escapar al aire y también tiene en cuenta el número de raíces ya que la principal suposición es que la cantidad de agua disponible para la transpiración es tomada por las raíces del suelo. Por la tanto se debe tener en cuenta que la humedad del suelo sea mayor al punto de marchitamiento, de lo contrario la transpiración sería nula y en el balance de agua en el suelo se debe descontar la cantidad de agua transpirada a la capa donde se encuentren las raíces.

Flujo de calor sensible (H)

Todos los autores coinciden en la forma de estimar este valor, utilizan el método de las diferencias potenciales. Algunos separan el flujo de calor sensible entre el suelo y el aire ($T_g - T_a$) y el flujo de calor sensible entre la vegetación y el aire ($T_v - T_a$). Se debe tener en cuenta que las resistencias aerodinámicas son diferentes para cada caso.

$$H = \frac{\rho C_p V_a [T_a - T_g]}{r_{ga}} + \frac{\rho C_p V_a [T_a - T_v]}{r_{va}} \quad (3-6)$$

En la Ecuación 3-6 ρ y C_p son la densidad y el calor específico del aire respectivamente; V_a es la velocidad del aire en ms^{-1} ; y r_{ga} , r_{va} son las resistencias aerodinámicas, donde el primer subíndice indica la vegetación o el suelo y el segundo el aire. De la forma en la que esta planteada la Ecuación 3-6 H es positivo entrando al suelo.

Radiación (R_n)

La radiación neta puede ser un dato de entrada suministrado por un modelo radiativo o se puede proponer un modelo sencillo como lo hacen Noilhan and Planton (1989), donde la radiación incidente es la suma de la energía suministrada por el sol (R_s) y la energía emitida por la primera capa de la atmósfera (R_a) descontándole la energía emitida por la superficie de la tierra.

$$R_n = R_s [1 - \alpha] + \epsilon_a \sigma T_a^4 - \epsilon_g \sigma T_g^4 \quad (3-7)$$

En la Ecuación 3-7 R_s es la radiación que proviene del sol, que para efectos prácticos se puede tomar como una constante $1366Wm^{-2}$, sin embargo si se desea más precisión en los resultados existen modelos más elaborados en los cuales este valor depende de la latitud, la hora del día, la época del año y la nubosidad. Si se quiere mayor complejidad es posible agregar el efecto de la topografía; σ es la constante de *Stefan-Boltzmann* $5 * 10^{-8}Wm^{-2}K^{-4}$; ϵ_a es la emisividad de la atmósfera, la cual depende directamente de la composición química de dicha capa; ϵ_g y α son la emisividad y el albedo de la superficie de la tierra, que depende del tipo de suelo y tipo de vegetación, ambas emisividades y el albedo son adimensionales; y T_g y T_a son la temperatura del suelo y del aire respectivamente.

Escorrentía superficial R

La escorrentía superficial es un término que no se maneja de la forma más adecuada pues los autores suponen que la cantidad de agua de escorrentía desemboca finalmente en el mar por la red de drenaje, sin tener en cuenta la interacción de este exceso de agua con el suelo por donde escurre. En la gran mayoría de la bibliografía consultada los autores no hacen claridad en la forma de cuantificar este término de la ecuación de balance de agua, por lo cual esta parte será tomada únicamente de modelo (BATS) propuesto por Zong-Yang and Dickinson (1996), quienes implícitamente proponen un modelo de un único tanque cuyos parámetros son la porosidad del suelo o humedad de saturación (columna 5 en la Tabla **3-1**) y la conductividad hidráulica saturada (columna 6 Tabla **3-1**). además es necesario estimar la conductividad hidráulica para la cual Clapp y Hornberger Clapp and Hornberger (1978) en 1978 propusieron la siguiente expresión:

$$K = \theta^{2b+3} \quad (3-8)$$

En la Ecuación 3-8, θ es el contenido de humedad; b es una constante empírica (columna 2 Tabla **3-1**) y K es la conductividad hidráulica ($cmmin^{-1}$), que indica la cantidad de agua que puede ingresar al suelo en un intervalo de tiempo. Cuando el tanque se llena o llega al punto de saturación el exceso de agua queda disponible para ser evaporada y lo que sobra se convierte en escorrentía superficial, como lo expresa la siguiente expresión:

$$R = max(0, P + D - E_g) \quad (3-9)$$

En la Ecuación 3-9 P es la tasa de precipitación; D es la escorrentía proveniente de las hojas de la vegetación. Con esta expresión se asegura que la escorrentía no sea negativa y este

modelo es llamado *The Bucket model* propuesto por Manabe (1969).

Escorrentía en la superficie de las hojas D

Este término solo es abordado por Noilhan and Planton (1989), quienes hacen un planteamiento similar al mostrado en la escorrentía superficial donde conceptualmente se utiliza un tanque cuya capacidad máxima es el único parámetro, al cual llamaremos W_{max} y se calcula a partir de la siguiente expresión:

$$W_s = 0,2vegLAI \quad (3-10)$$

En la Ecuación 3-10 veg (columna 1 Tabla **3-2**) es el porcentaje del pixel cubierto por vegetación; LAI es el *leaf area index* (columna 7 y 8 Tabla **3-2**) y el resultado es en lamina de agua [mm]. Cuando se excede la capacidad máxima del tanque el exceso se convierte en escorrentía y cae directamente al suelo. La forma en la que se calcula la cantidad de agua que ingresa al tanque en cada intervalo de tiempo es aplicando la ecuación de balance de agua en la superficie de las hojas:

$$\frac{\partial W}{\partial t} = vegP - E_v - D \quad (3-11)$$

Force Restore Model

Este método propuesto por Bhumralkar (1974), permite calcular la variación en el tiempo de la temperatura superficial (T_g), la temperatura a una profundidad d_2 (T_2) y es posible aplicar el método para el contenido de humedad superficial (W_g) y el contenido de humedad a una profundidad d_2 (W_2). Estas cuatro son las variables de pronóstico descritas anteriormente.

$$\frac{\partial T_g}{\partial t} = C_T(R_n - H - LE) - \frac{2\pi}{\tau}(T_g - T_2) \quad (3-12)$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{1}{\tau}(T_g - T_2) \quad (3-13)$$

En la Ecuación 3-13 τ es el periodo de oscilación, dado que la temperatura y humedad del suelo están controlados por el ciclo diurno es valor es tomado como 24h; C_T es la capacidad calorífica volumétrica del suelo (Jm^3K^{-1}); λ es la conductividad térmica del suelo ($Wm^{-1}K^{-1}$); G_0 es el flujo de calor en el suelo; LE , H , R_n , son flujo de calor latente, flujo de

calor sensible y radiación neta respectivamente (Wm^{-2}). Según Noilhan and Planton (1989), la Ecuación 3-12 representa la variación de la temperatura superficial en el tiempo, la profundidad de esta capa usualmente es 1 cm y la Ecuación 3-13 representa la variación de la temperatura en una porción de suelo donde el ciclo diurno aún controla su variabilidad; el valor de d_2 es del orden de 1 m.

De manera similar se utiliza este método para estimar el contenido de humedad en el suelo, el cual es controlado por la diferencia $P - E$; cuando $P = 0$ el suelo pierde humedad lentamente. Sin embargo, la variabilidad es controlada por el ciclo diurno ya que en el día se obtienen los máximos valores de evaporación y en las noches el suelo gana humedad de las capas más bajas del suelo.

$$\frac{\partial W_g}{\partial t} = C_1 \frac{E_g - P}{\rho_w d_1} - C_2 \frac{W_g - W_2}{\tau} \quad (3-14)$$

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = -C_2 \frac{E_g - P}{\rho_w d_2} \quad (3-15)$$

En la Ecuación 3-15 E_g es la evaporación del suelo; P es la precipitación; d_1 y d_2 son los espesores de las capas de suelo; ρ_w es la densidad del agua; τ es el mismo valor utilizado en el pronóstico de la temperatura; para C_1 y C_2 se han propuesto diferentes expresiones y valores: Deardorff (1978) propuso que $C_2 = 0,9$ y C_1 varía entre 0.5 y 14.

3.2. Análisis de las diferencias entre los diferentes esquemas suelo-vegetación-atmósfera en el Valle de Aburrá

El modelo WRF ofrece diferentes parametrizaciones para cuantificar la temperatura y humedad del suelo, y flujos de energía y de masa entre el suelo y la atmósfera, las cuales difieren entre sí en complejidad, estructura, simplificaciones y enfoques utilizados en la representación de cada sub-proceso involucrado en la interacción suelo-vegetación-atmósfera. En el presente capítulo se evidencia el uso de las 4 parametrizaciones disponibles en el modelo WRF para el mismo periodo de tiempo, el cual incluye un mes en temporada de lluvia y un mes en temporada seca, específicamente junio y noviembre, respectivamente, y bajo las mismas condiciones de borde. Las parametrizaciones utilizadas son: *Rapid Update Cycle (RUC)* de 6 capas, *Difusión térmica* de 5 capas, *NOAH-LSM* de 4 capas y el de *Pleim-Xiu* de dos capas (Ver Tabla 3-3). En el presente trabajo se ejecutaron simulaciones con cada una de las

parametrizaciones mencionadas, tomando como control, para comparaciones, la simulación con el NOAH-LSM ya que es la utilizada en el pronóstico operacional ejecutado en el SIATA.

Tabla 3-3: Características de las 4 parametrizaciones utilizadas.

Nombre	Bibliografía	# Capas	Var Pronóstico	Vegetación	Nieve
Difusión Térmica	Dudhia (1996)	5	5	NO	NO
Pleim-Xiu	Xiu and Pleim (2001)	2	5	SI	NO
RUC	Smirnova and Brown (1996)	6	13	SI	NO
NOAH-LSM	Niu et al. (2011)	4	10	SI	SI

Khvorostyanov et al. (2010) hicieron un experimento semejante, simulando agosto de 2008 y agosto de 2009 en París cambiando el sub-modelo de interacción suelo-vegetación-atmósfera entre NOAH-LSM, RUC, Difusión Térmica y Pleim-Xiu. Los resultados de las simulaciones fueron comparados con observaciones de temperatura, humedad relativa, calor latente, calor sensible, velocidad de viento y altura de capa límite atmosférica. Los resultados más cercanos a las observaciones fueron los obtenidos utilizando NOAH-LSM y además observaron que todas las parametrizaciones sobrestimaban la velocidad del viento superficial, concluyendo que la rugosidad no se representaba adecuadamente en las parametrizaciones utilizadas.

Jin et al. (2010) replican el experimento mencionado anteriormente haciendo algunas modificaciones donde el periodo de tiempo fue del 1 de septiembre de 1995 al 30 de septiembre de 1996. La zona de estudio es el oeste de los Estados Unidos con una resolución espacial de 30 km y además ingresan una nueva parametrización llamada *CML3*, la cual es de tercera generación con vegetación dinámica. Ellos concluyeron que el modelo *CML3* es el que mejores resultados ofrece en cuanto a máximos y mínimos de la temperatura superficial. La precipitación fue sobreestimada por las cuatro parametrizaciones utilizadas y los autores atribuyen esto a procesos ajenos a la interacción suelo-vegetación-atmósfera, para finalmente sugerir que es necesario realizar experimentos similares con los otros sub-modelos incluyendo el de PBL, cumulus, radiación y microfísica.

Con el objetivo de observar las diferencias en la forma en que cada parametrización representa los procesos involucrados en la interacción suelo-atmósfera, se hace una comparación puntal y espacial del comportamiento temporal de las variables climáticas más relevantes.

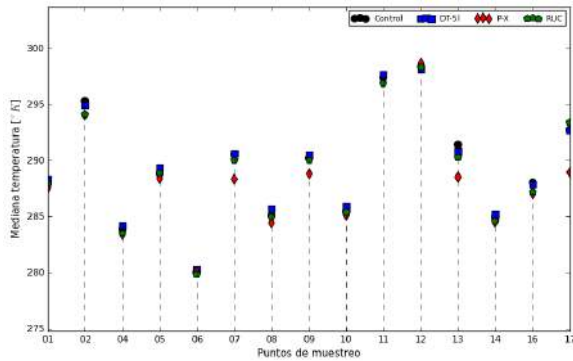
De la Tabla **3-2** se escoge un punto para cada categoría de uso del suelo, con excepción de las variedades correspondientes a la tundra, que es una variedad de bosque, y nieve o glaciares, ya que por la ubicación geográfica de la zona de estudio no es posible encontrar dichos usos del suelo. El único criterio para escoger dichos puntos es garantizar diversidad en cuanto a usos del suelo y las características más relevantes de los puntos elegidos se muestran a continuación:

Tabla 3-4: Características de los puntos de muestreo.

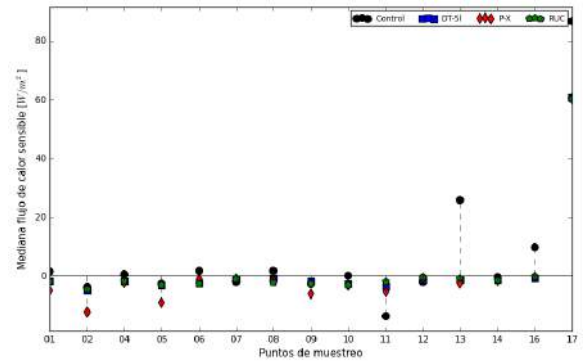
Uso suelo	Longitud	Latitud	Altura [msnm]
1	-75,181	6,214	2040,008
2	-74,421	7,202	534,781
4	-75,561	6,807	2727,864
5	-75,199	6,232	1903,628
6	-76,086	6,466	3509,332
7	-75,561	6,214	1621,025
8	-75,543	6,592	2517,952
2	-75,29	6,879	1592,113
10	-75,362	6,592	2485,024
11	-76,719	5,926	29,977
12	-74,638	5,656	152,413
13	-75,561	6,232	1628,814
14	-75,561	6,448	2572,578
16	-75,38	6,16	2049,65
17	-75,507	6,502	2360,421

3.2.1. Análisis exploratorio

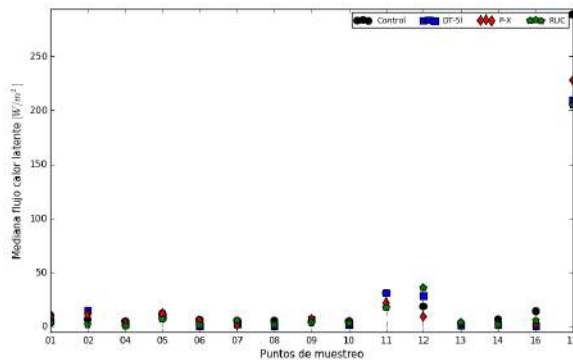
Para la realización de este análisis se toman las series de tiempo asociadas a los 14 puntos de la Tabla **3-4** y se calculan estadísticos no paramétricos, mediana y rango intercuartil para variables superficiales.



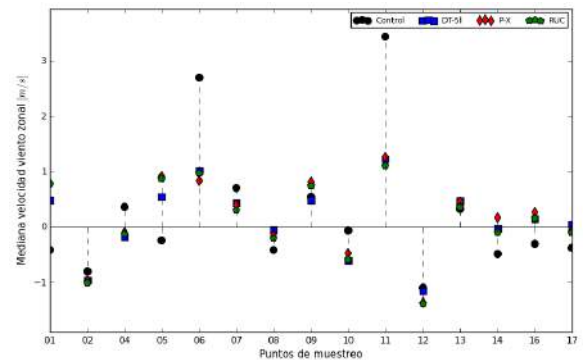
(a) Temperatura



(b) Flujo de calor sensible



(c) Flujo de calor latente



(d) Velocidad de viento meridional

Figura 3-1: Mediana de las diferentes variables superficiales: en negro la simulación de control, en azul el esquema de difusión termica, en rojo el esquema de Pleim-Xiu y en verde el esquema RUC.

En la Figura 3-1a se muestra que para todos los usos del suelo en los diferentes esquemas utilizados la mediana no difiere en magnitud si se toma como referencia la simulación de control. Sin embargo, más adelante se evalúa si las diferencias de las muestras son significativas. En la Figura 3-1b, se observa que el cambio más representativo en la mediana se da en los usos de suelos permanentemente húmedos (11), cuerpos de agua (17) y suelo urbano (13), estando este último relacionado a un calentamiento adicional en las zonas urbanas. En cuanto al comportamiento de las medianas del flujo de calor latente (Ver Figura 3-1c), la diferencia más significativa se observa en los cuerpos de agua y la mediana de la simulación de control es mayor que el resto de las parametrizaciones en alrededor 100 W/m^2 , lo cual es una magnitud considerable.

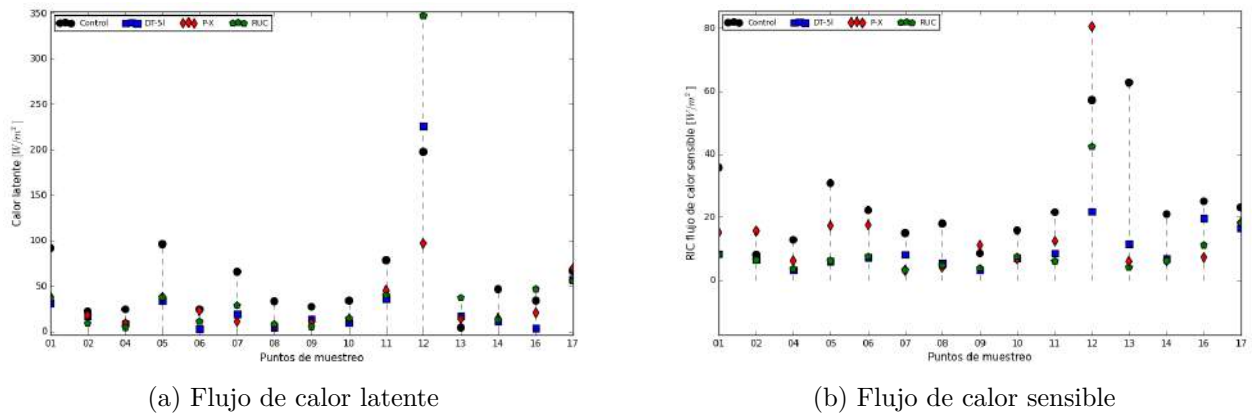


Figura 3-2: Rango inter cuartil de las diferentes variables superficiales: en negro la simulación de control, en azul el esquema de difusión térmica, en rojo el esquema de Pleim-Xiu y en verde el esquema RUC.

En la Figura 3-2 se observa el rango inter-cuartil para los flujos de energía y en ella se observa que para el flujo de calor latente la mayor varianza se encuentra en el uso del suelo 12 (cultivos), siendo de 350 W/m^2 para el RUC. En cuanto al flujo de calor sensible (Ver Figura 3-2b) la diferencia más evidente es la relacionada con el uso del suelo 13 (zonas urbanas), para la cual en la simulación de control el rango-intercuartil toma un valor de 60 W/m^2 , mientras que el resto de parametrizaciones no superan los 20 W/m^2 .

A partir del comportamiento de las medianas y el rango-intercuartil para los diferentes usos del suelo, es claro que las mayores diferencias están asociadas a los suelos permanentemente húmedos (11), cultivos (12), las zonas urbanas (13) y cuerpos de aguas (17).

3.2.2. Prueba de significancia estadística

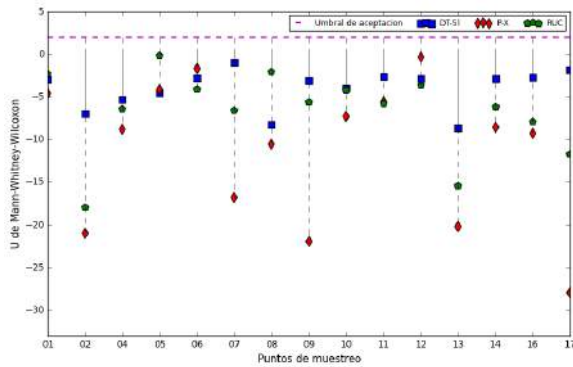
Es necesario determinar si los cambios observados en las diferentes variables de pronóstico son significativos desde el punto de vista de la estadística. Por lo anterior se propone la prueba estadística no paramétrica de *Mann-Whitney*, cuyo objetivo es evaluar si dos muestras de datos pertenecen a la misma población o distribución. Dicha prueba consiste en ordenar conjuntamente las observaciones de las dos muestras, de menor a mayor, y se les asignan rangos de 0 a $n_1 + n_2$. El estadístico de prueba U de Mann-Whitney se estima de la siguiente manera:

$$U_i = n_1 n_2 + \frac{n_i(n_i + 1)}{2} - R_i \quad (3-16)$$

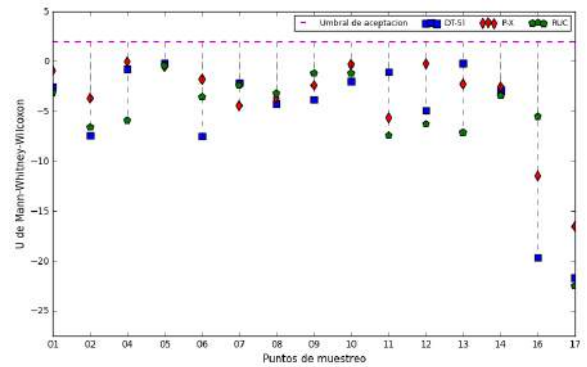
En la Ecuación 3-16, n_1 y n_2 son los tamaños muestrales y R_i es la suma de los rangos asociados a la muestra i , mientras que el estadístico U es el mínimo de los U_i . Para muestras cuyo tamaño es suficientemente grande, el estadístico U se distribuye de manera normal, por lo tanto es necesario transformar el valor de U a Z (distribución normal estándar), donde la media y la desviación son función de los tamaños muestrales de las series de datos. La hipótesis nula se rechaza si el estadístico transformado $Z < Z_\alpha$, donde α es el nivel de confianza, el cual toma el valor de 1,96 para un nivel de confianza del 95 %.

la prueba se usa para las variables de diagnóstico superficiales incluyendo temperatura, flujo de calor latente, flujo de calor sensible y velocidad de viento zonal y meridional, en los puntos de muestreo (Ver Tabla 3-4). La hipótesis nula planteada establece que *no existen diferencias significativas en las variables de diagnóstico de la simulación de control y los resultados con los diferentes enfoques de interacción suelo-atmósfera*, y la hipótesis alterna establece que *al realizar simulaciones con diferentes enfoques de interacción suelo-atmósfera, las variables de diagnóstico en cada escenario son significativamente diferentes respecto a la simulación de control*.

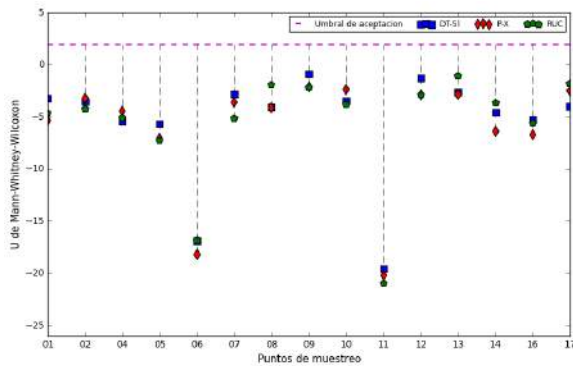
En la Figura 3-3, se observa el valor del estadístico de prueba U modificado en Z para las diferentes variables de diagnóstico utilizadas. En el eje de las abscisas se despliegan cada uno de los puntos de muestreo representados por su ID (Ver Tabla 3-4). Se rechaza la hipótesis nula en todas las variables y en todos los puntos de muestreo ya que el estadístico de prueba siempre es menor que 1,96 (para un 95 % de confianza), por lo tanto se puede sugerir que las diferencias entre la magnitud de las variables de diagnóstico utilizando cada una de las parametrizaciones propuestas y la simulación de control, son significativamente diferentes.



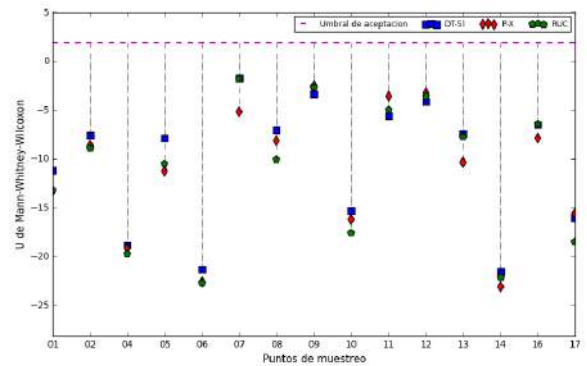
(a) Temperatura



(b) Flujo de calor latente



(c) Velocidad de viento meridional



(d) Velocidad de viento zonal

Figura 3-3: Resultado de la prueba estadística *U de Mann-Whitney*: azul enfoque de Difusión Térmica, en rojo Pleim-Xiu, en verde RUC y el magenta representa el umbral para aceptar la hipótesis nula.

3.2.3. Variables superficiales

Para analizar la variabilidad temporal se construyen los ciclos diurnos de temperatura superficial con los resultados de cada parametrización, tomando como simulación de control los resultados obtenidos del NOAH-LSM y se calculan mapas de diferencias de temperatura superficial para cada intervalo del ciclo diurno.

$$Diff = Temperatura_{control} - Temperatura_{parametrización} \quad (3-17)$$

Para las 13:00 (Ver Figura 3-4g) y para las horas donde hay presencia del sol (mañana y tarde), la tendencia general sobre todo el dominio interno es que las tres parametrizaciones utilizadas subestiman la temperatura superficial, siendo más crítico en la de Pleim-Xiu; esto puede estar relacionado con la subestimación del flujo de calor sensible (positivo saliendo

de la superficie y negativo entrado a la superficie), como se ve representado en la Figura **3-5**, donde a las 13:00 las diferencias en términos de calor sensible son de 100 Wm^{-2} para bosques, 60 Wm^{-2} para pastizales y 20 para zonas urbanas Wm^{-2} (Ver Figuras **3-5a**, **3-5b** y **3-5c**), cuyo efecto se ve representado en las diferencias de temperatura superficial.

A las 04:00 y en general para las horas donde hay ausencia de sol (noche y madrugada), las magnitudes en cuanto a flujo de calor sensible son similares, lo cual también se ve reflejado en la magnitud de la diferencia de temperatura superficial, siendo nula para RUC (Ver Figura **3-4c**). Las regiones que muestran diferencias corresponden a zonas urbanas y cuerpos de agua. En general la magnitud de las diferencias de temperatura en dicho periodo de tiempo disminuyen sustancialmente al igual que las diferencias en el flujo de calor sensible.

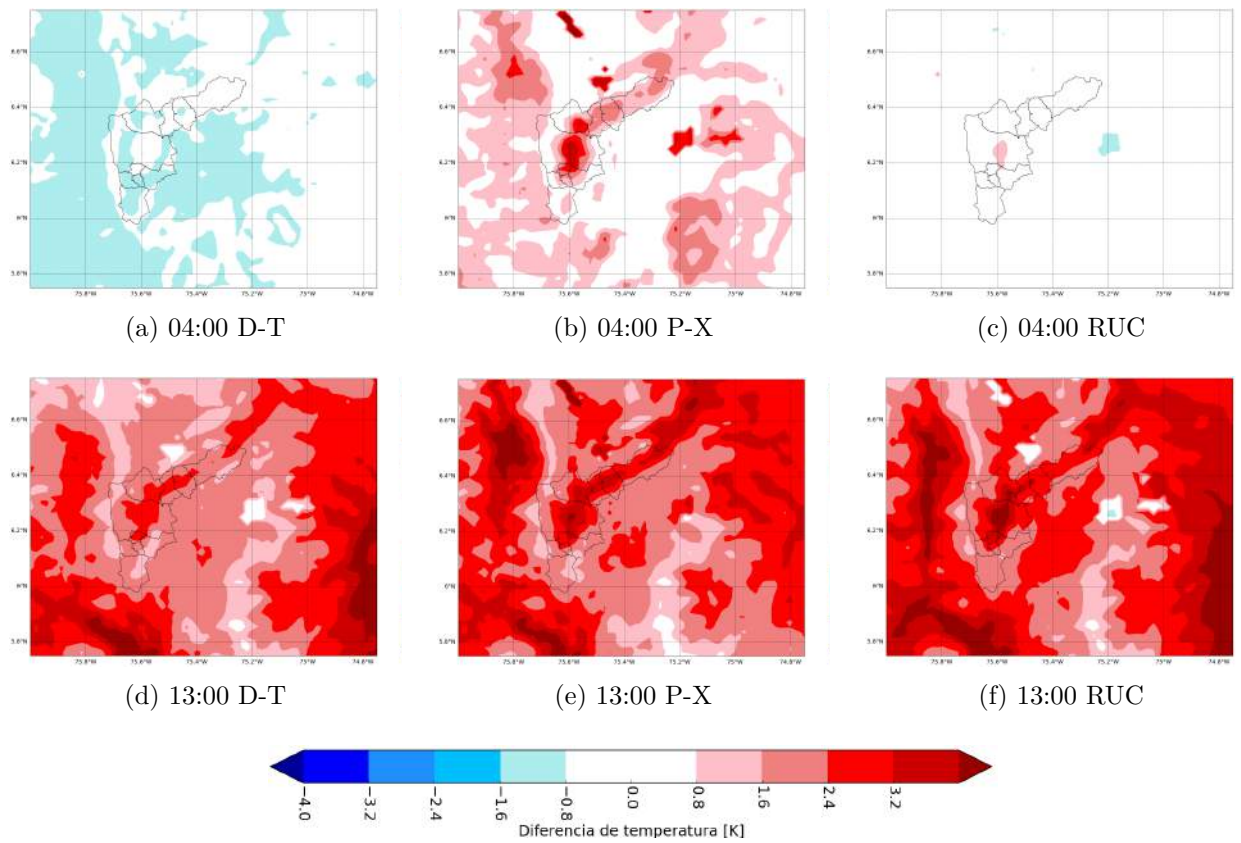


Figura 3-4: Ciclo diario de diferencias de temperatura superficial, tomando como referencia la simulación de control, colores rojos representa los lugares donde la temperatura de la simulación de control es mayor y colores azules representan los lugares donde la temperatura superficial de cada parametrización es mayor.

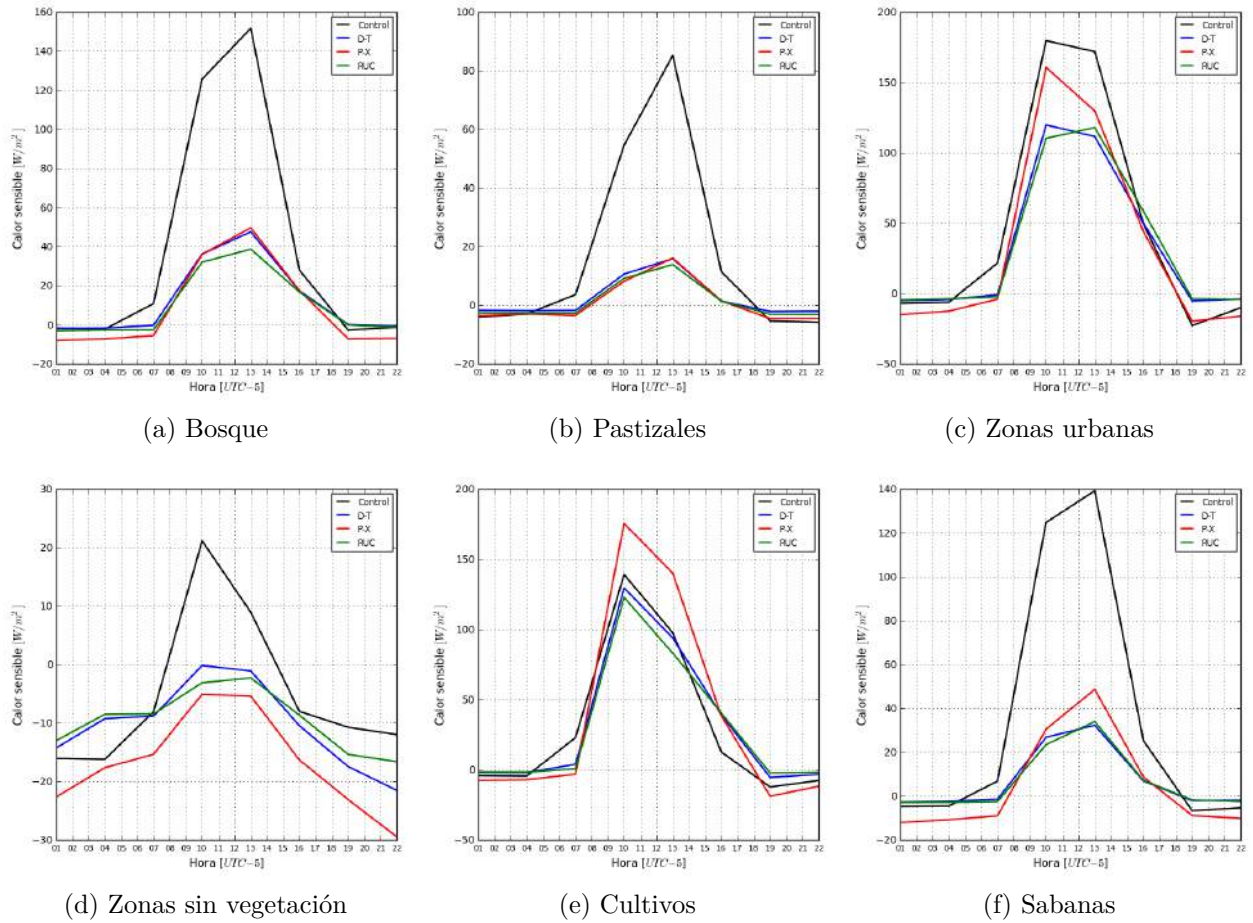


Figura 3-5: Ciclo diario del flujo de calor sensible ($[W/m^2]$) para diferentes usos de suelo: Bosques (uso de suelo dominante), Pastizales y zonas urbanas.

El NOAH-LSM (simulación de control) hace un tratamiento especial al uso del suelo urbano con el fin de mejorar la representación de los procesos que ocurren en las zonas urbanas. Liu et al. (2004) proponen modificar algunos parámetros de la Tabla 3-2 y la Tabla 3-1. Por ejemplo, se propone aumentar la rugosidad de 0.5 m a 0.8 m, con el fin de representar la turbulencia generada por los edificios; reducir el albedo 0.18 a 0.15, para representar la radiación de onda corta atrapada en zonas urbanas; incrementar el valor de la capacidad calórica volumétrica a $3 Jm^{-3}K^{-1}$ para representar los materiales usados en la construcción (concreto y asfalto); aumentar la conductividad térmica del suelo, para aumentar el almacenamiento de energía y finalmente se reduce el factor de sombra con el fin de disminuir la evaporación en las zonas urbanas. Para las demás parametrizaciones las zonas urbanas tan solo son un uso del suelo más, cuya diferencia con el resto son los parámetros asociados.

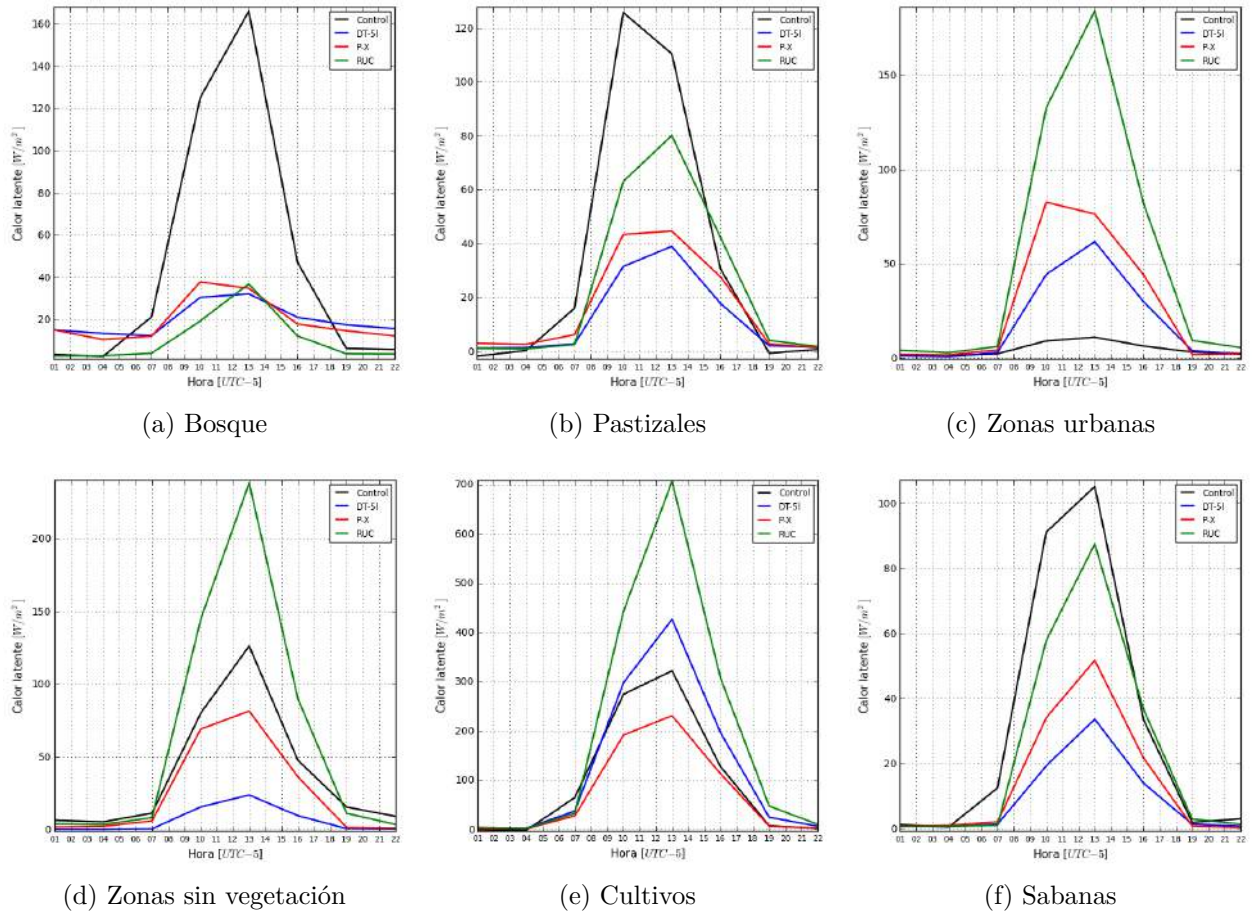


Figura 3-6: Ciclo diario del flujo de calor latente ($[W/m^2]$) para diferentes usos de suelo: Bosques (uso de suelo dominante), Pastizales y zonas urbanas.

La Figura 3-6 muestra los ciclos diarios del flujo de calor latente para tres diferentes usos del suelo, los cuales son una prueba del tratamiento empleado por el NOAH-LSM para las zonas urbanas. La disminución en la evaporación se ve reflejada en la Figura 3-6c, en la cual se observa que el orden de magnitud durante las horas del día disminuye dramáticamente respecto a los valores de las demás parametrizaciones y usos del suelo.

Debido al tratamiento hecho por el NOAH-LSM al uso del suelo urbano la temperatura en dichas zonas deben ser mayores y por ende las diferencias deben ser más positivas en las horas del día, lo cual se ve reflejado en la Figura 3-4; mientras que en las horas de la noche las diferencias son menos significativas.

3.2.4. Temperatura, humedad relativa, velocidad de viento zonal y meridional, a diferentes niveles de presión

Al igual que en el Capítulo 2, se realiza la evaluación del ciclo diario de los perfiles de temperatura y humedad relativa, partiendo de 1000 hPa hasta 50 hPa y se toman los perfiles de cada una de las parametrizaciones en una región al interior del valle de Aburrá. Dichos perfiles son evaluados respecto a la simulación de control, que como ya se ha mencionado es la que utiliza en su configuración la parametrización NOAH-LSM.

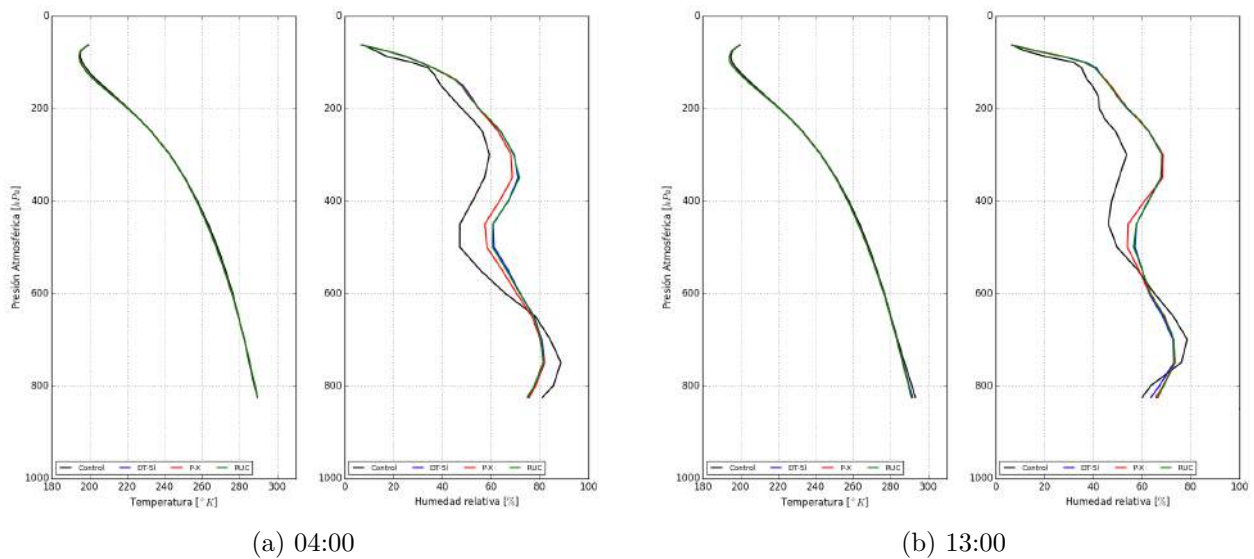


Figura 3-7: Ciclo diario de temperatura y humedad relativa: en la figura de la izquierda se muestra el perfil de temperatura y a la derecha el perfil de humedad relativa, para cada una de las parametrizaciones utilizadas.

En la Figura 3-7, se observa que en general el perfil de temperatura es igual para todas las parametrizaciones, con excepción de una diferencia entre la simulación de control y las demás parametrizaciones, la cual es de aproximadamente $1^{\circ}K$ en la superficie a las 13:00 (Ver Figura 3-7b). En cuanto a la humedad relativa todas las parametrizaciones evaluadas siguen el comportamiento de la simulación de control, sin embargo, la diferencia en magnitud es hasta de 10% y dicha diferencia ocurre por encima de los 500 hPa, en general, para todo

el ciclo diurno.

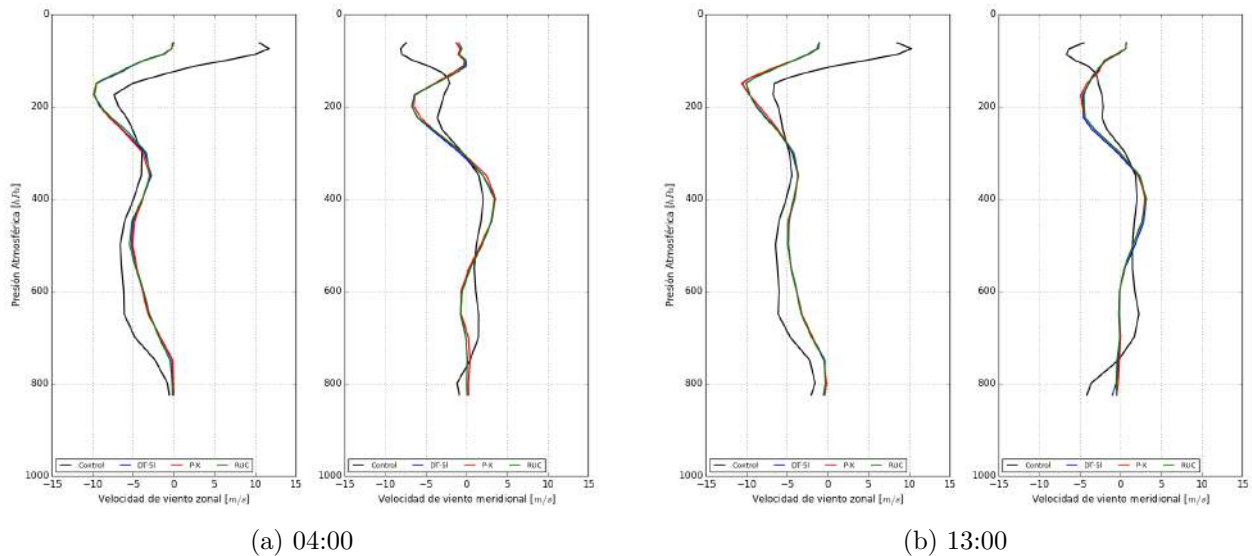


Figura 3-8: Ciclo diurno de velocidad de viento zonal y meridional: en la figura de la izquierda se muestra el perfil de temperatura y a la derecha el perfil de humedad relativa, para cada una de las parametrizaciones utilizadas.

En la Figura 3-8 al igual que en la Figura 3-7 las parametrizaciones DT-51, P-X y RUC son similares entre si en magnitud y variabilidad, sin embargo, para ellas la dirección de viento meridional hasta los 700 hPa tienen una dirección diferente a la observada en el perfil de la simulación de control; de 700 hPa en adelante se conserva la misma dirección y la magnitud difiere de 1-2 m/s; en cuanto a la velocidad de viento zonal desde la superficie hasta 100 hPa el comportamiento y la magnitud es muy similar al perfil de la simulación de control. De 100 hPa en adelante se observa un cambio de signo y un aumento considerable en la magnitud.

En general las tres parametrizaciones evaluadas muestran un comportamiento y orden de magnitud similar entre ellas. En cuanto a temperatura y humedad relativa no difieren sustancialmente de los perfiles asociados a la simulación de control y las mayores diferencias fueron encontradas en la velocidad y dirección de las componentes zonal y meridional del viento, las cuales en la evaluación realizada a la simulación de control, realizada en el Capítulo 2 del presente trabajo, no se obtuvieron resultados positivos.

3.2.5. Diagramas P-T de cambio de fase en superficie

Los diagramas de fase son una representación de los diferentes estados de la materia en función de diferentes variables, en este caso temperatura [$^{\circ}C$] y presión [Pa]. Se toma sólo una porción del diagrama de fases el cual se encuentra acotado en la región de cambio de vapor de agua a agua líquida. Para esto se toma una región al interior del dominio local y se obtiene el ciclo diurno de presión y temperatura superficial, usando los resultados de cada una de las parametrizaciones implementadas; además se calcula la presión de vapor de saturación a partir de la siguiente expresión:

$$e = 611 * \exp\left(\frac{17,27T}{237,3 + T}\right) \quad (3-18)$$

En la Ecuación 3-18, e es la presión de vapor de saturación en Pa y T es la temperatura superficial en $^{\circ}C$. La Figura 3-9 representa el ciclo diurno del diagrama de fases para la temperatura superficial y la presión de vapor para cada una de las parametrizaciones de interacción suelo-atmósfera implementadas. En las horas donde no hay radiación solar el comportamiento de las 4 parametrizaciones es muy similar. La temperatura oscila entre 5 y $25^{\circ}C$ y la dispersión de puntos es muy ceñida a la línea de presión de vapor de saturación (Ver Figura 3-9a y 3-9d); en las horas donde hay presencia del sol la tendencia general es el aumento de la temperatura hasta máximo de $35^{\circ}C$ para la simulación de control y el enfoque de Pleim-Xiu y de máximo $30^{\circ}C$ para RUC y Difusión Térmica (Ver Figura 3-9b y 3-9c). Sin embargo, el comportamiento de la presión de vapor es particular, pues en la simulación de control se observa que al aumentar la temperatura la presión de vapor permanece constante en dos valores alrededor de los $2000 Pa$ y $2500 Pa$; dicho comportamiento se observa de manera análoga para el enfoque de Pleim-Xiu en el cual después de $30^{\circ}C$ la presión de vapor disminuye hasta aproximadamente $1800 Pa$. En la parametrización RUC tanto la temperatura como la presión aumentan siguiendo la forma exponencial de la línea de saturación y los máximos ocurren a los $30^{\circ}C$ y a los $3700 Pa$. Los puntos asociados a la parametrización de difusión térmica tienen una tendencia lineal, la temperatura y presión de vapor máxima es de $30^{\circ}C$ y a los $3000 Pa$.

Las diferencias observadas en los diagramas P-T están asociadas a la hora del día, las cuales también se evidencian en los ciclos diurnos de temperatura (Ver Figura 3-4g). Las mayores diferencias se observan a partir de los $25^{\circ}C$ en las horas del día, donde el uso del suelo probablemente sean zonas urbanas y zonas sin vegetación (barren lands según MODIS), ya que la temperatura aumenta pero la presión de vapor de agua permanece constante, lo cual se debe a que la evapotranspiración es casi nula en ambas, siendo menor en las zonas

urbanas (Ver Figura **3-6c** y **3-6d**). Por tal motivo la cantidad de vapor de agua no aumenta, y además la temperatura es mucho mayor debido a que toda la radiación es transformada en calor y no es utilizada en el cambio de fase del agua (gas a líquido). El efecto contrario se observa en la relación de temperatura y presión de vapor de la parametrización RUC, en la cual el flujo de calor latente supera considerablemente al de la simulación de control para zonas urbanas y sin vegetación (Ver Figura **3-6c** y **3-6d**). Por lo tanto al aumentar la temperatura aumenta la presión de vapor, este último está asociado al exceso de vapor de agua debido a la evapotranspiración. Las otras parametrizaciones presentan comportamientos intermedios los cuales son explicados en función del flujo de calor sensible.

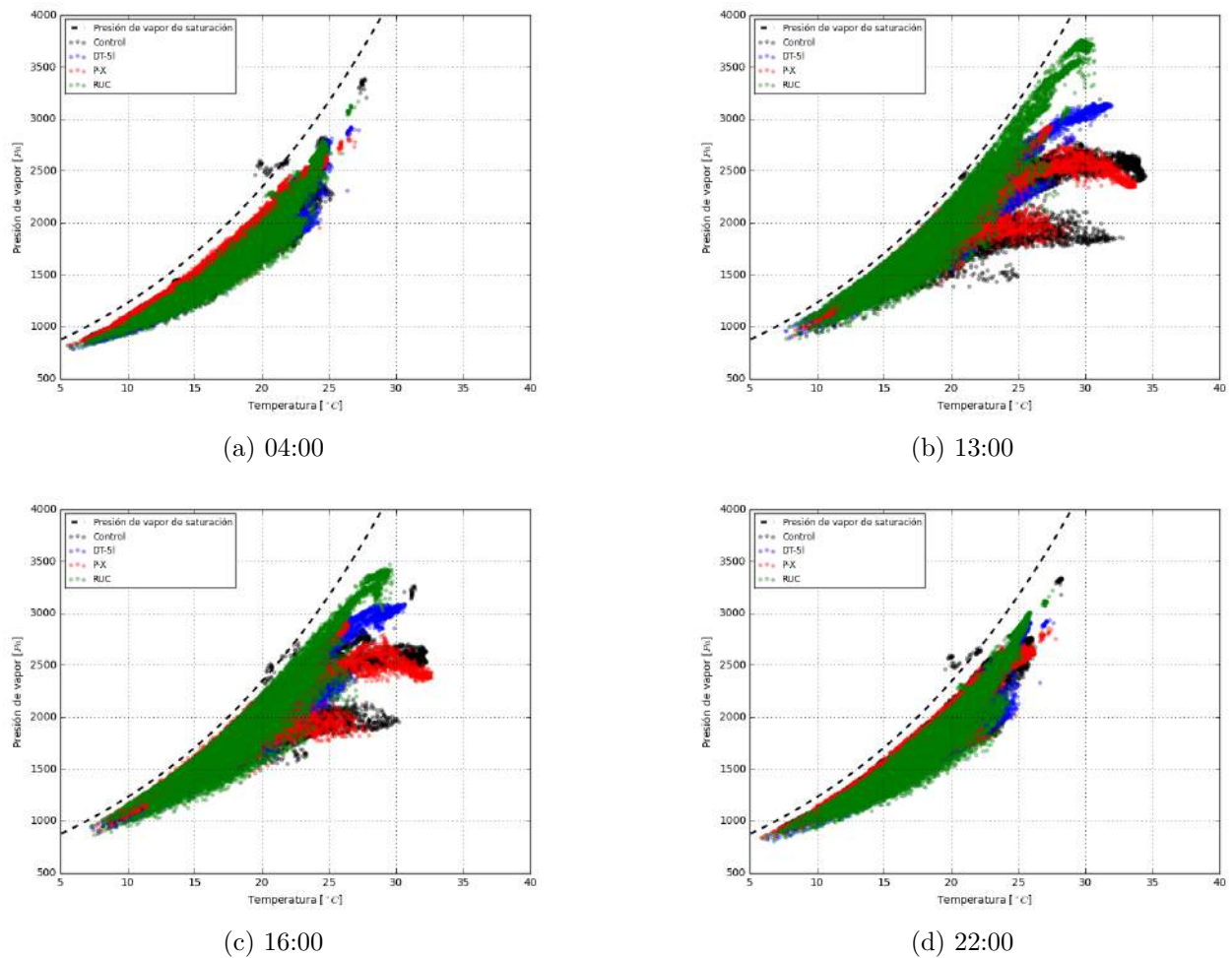


Figura 3-9: Ciclo diario de la relación de presión de vapor y temperatura superficial: la línea negra punteada representa el valor de la presión de vapor de saturación para las diferentes temperaturas: en negro control, en azul DT-5l, en rojo P-X y en verde RUC.

3.2.6. Relación de Bowen

El índice de Bowen fue planteado por Bowen (1926) para cuantificar la ganancia o pérdida de calor y es además un indicador del tipo de superficie. En general, índices de Bowen mayores a 10 se relaciona con ambientes desérticos en los cuales domina el flujo de calor sensible, menor a 0.1 se relaciona con océanos o superficies en las cuales el flujo de calor latente es dominante. Dicho índice también está relacionado indirectamente con la disponibilidad de agua para ser evaporada. La relación de Bowen se estima utilizando la

siguiente expresión:

$$B_r = \frac{SH}{LH} \quad (3-19)$$

En la Ecuación 3-19, B_r es la relación de Bowen, SH es el flujo de calor sensible ($[W/m^2]$) y LH es el flujo de calor latente ($[W/m^2]$). Se calculan los histogramas de relación de Bowen para los puntos de muestreo que aparecen en la Tabla **3-4**, los cuales, como se mencionó anteriormente, están asociados a los diferentes usos del suelo propuestos por MODIS.

En la Figura **3-10** se muestran los histogramas de la relación de Bowen para diferentes usos del suelo. Como se mencionó anteriormente valores de BR menores a 0.1 corresponden a océanos o zonas con disponibilidad infinita de agua, lo cual se ve reflejado en la Figura **3-10a** donde el valor de la mediana corresponde aproximadamente a 0.15 para las cuatro parametrizaciones en general; dicho histograma corresponde al embalse de Guatapé, de EPM. Según Bowen (1926) el intervalo de 0.1 a 0.3 hace referencia a bosques tropicales. En la Figura **3-10b** la simulación de control y el enfoque de difusión térmica son los únicos que concuerdan con dicha afirmación, ya que el histograma para RUC y P-X es disperso y no muestra un valor preferencial en dicho intervalo. Al remover la vegetación se esperaría que el BR aumente ya que el flujo de calor latente disminuye considerablemente. En la Figura **3-10c** se evidencia la anterior afirmación en la simulación de control, ya que las parametrizaciones RUC y P-X continúan comportándose como bosques tropicales, lo cual probablemente esta relacionado con una deficiencia en la representación evapotranspiración. Al disminuir la vegetación debería disminuir drásticamente el la evapotranspiración (Ver Figura **3-6d**), lo cual no ocurre en P-X y en RUC, siendo mas crítico para este último. En cuanto a las zonas urbanas no hay un valor de BR recomendado y se esperaría que se comporte como una zona desértica o con ausencia de vegetación y que los valores de BR sean mayores a 1 ya que controlaría el flujo de calor sensible debido a las bajas tasas de evapotranspiración. Sin embargo, el histograma asociado a RUC sigue comportándose como un bosque tropical, mientras que P-X, DT y control muestran un histograma disperso en el intervalo mostrado en la Figura **3-10d**, los cuales tiene un máximo mayor a 2.5; dicho intervalo esta asociado a zonas semiáridas o desiertos, donde el intercambio de energía esta controlado por el flujo de calor sensible.

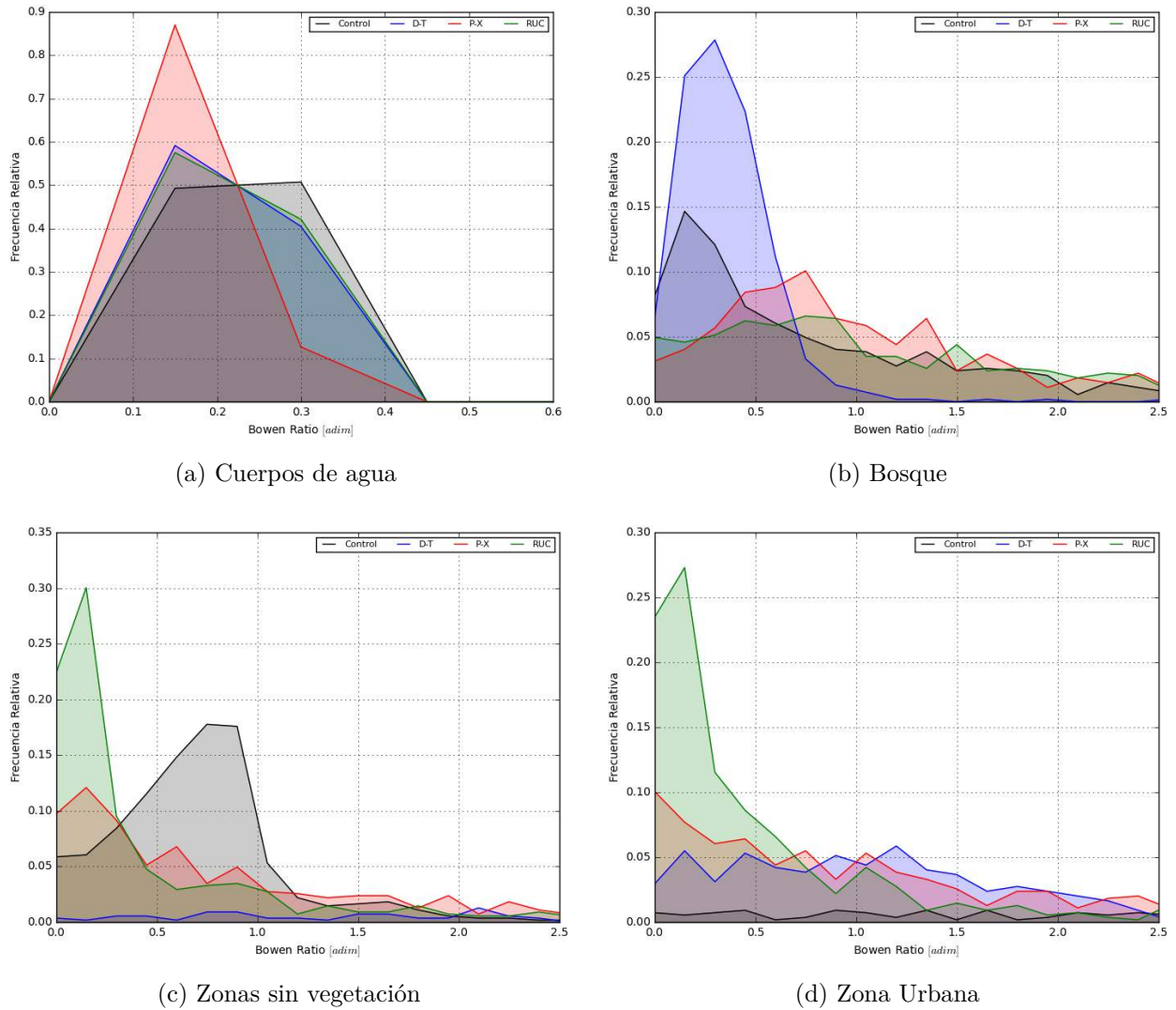


Figura 3-10: Histograma de la relación de Bowen para bosques, suelo urbano, suelo sin vegetación y cuerpos de agua.

La Figura 3-11 muestra el ciclo diurno (04, 13 y 19) de la relación de Bowen en el dominio local. En general se observa una fuerte relación entre la relación de Bowen y el uso del suelo, siendo más evidente en las zonas urbanas y en los cuerpos de agua. En las zonas urbanas, como se mencionó anteriormente, el valor de BR debería ser mayor a 1, sin embargo, esto no se ve reflejado en el ciclo diurno de RUC donde en las zonas urbanas la magnitud de BR es similar a usos de suelo asociados con la vegetación e incluso cuerpos de agua (Ver Figura 3-11j, 3-11k y 3-11l). El BR en zonas urbanas para las parametrizaciones DT y P-X oscilan entre 2 y 3 a lo largo del día, siendo mayor en P-X (Ver Figura 3-11g, 3-11h y 3-11i). En la

simulación de control la diferencia de magnitud de BR entre las zonas urbanas y los demás usos del suelo es muy evidente a las 13:00 (Ver Figura **3-11b**). En general también es claro que los cuerpos de agua, sin importar la parametrización u hora del día, la magnitud de BR es cercana a cero.

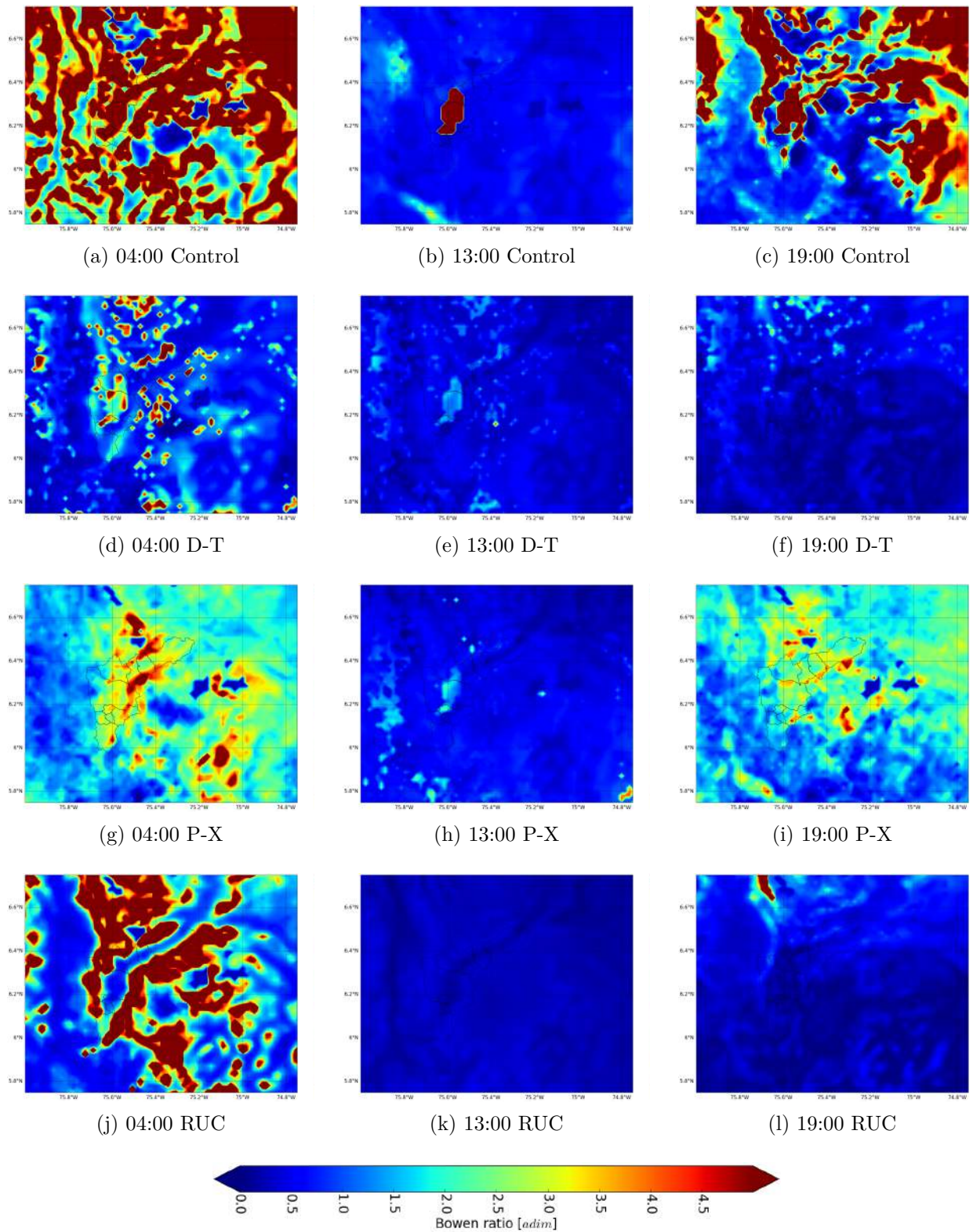
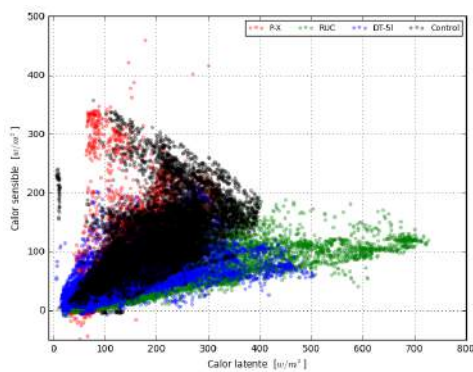


Figura 3-11: Ciclo diario de la relación de Bowen en el dominio local, para las diferentes parametrizaciones utilizadas.

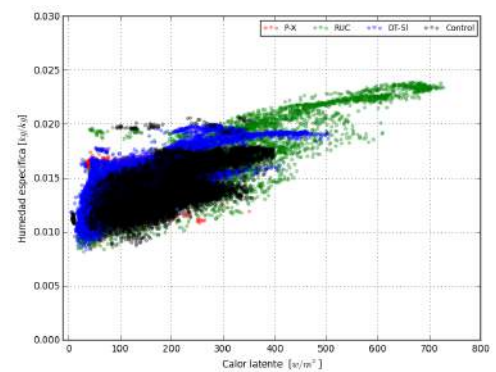
3.2.7. Relación entre variables

Tomando la misma región descrita en la Sección 3.2.5, se busca encontrar algún tipo de relación o comportamiento entre las variables superficiales de la parametrizaciones evaluadas, teniendo en cuenta precipitación $[mm]$, temperatura $[^{\circ}K]$, humedad específica $[kg/kg]$, velocidad de viento zonal $[m/s]$, velocidad de viento meridional $[m/s]$, flujo de calor latente $[W/m^2]$ y flujo de calor sensible $[W/m^2]$. Con los puntos al interior de dicha región se realiza un gráfico de dispersión donde en el eje de las abscisas se elige una de las variables mencionadas y en el eje de las ordenas otra variable para dos horas representativas del ciclo diurno con presencia y ausencia del sol, que en este caso son las 04:00 y 13:00 respectivamente.

En la Figura 3-12 se muestra la dispersión del flujo de calor latente con flujo de calor sensible, humedad específica y velocidad de viento. El comportamiento común de las Figuras 3-12a y 3-12b, es la sobrestimación del flujo de calor latente que hace la parametrización RUC, la cual se ve reflejada en el aumento de la humedad específica. El enfoque de DT-5l también sobrestima el flujo de calor latente aunque en menor magnitud y repercute también en menor magnitud en la humedad específica. En cuanto al flujo de calor sensible la parametrización de P-X sobrestima los resultados, mientras que el enfoque RUC y DT-5l subestiman, teniendo como referencia los resultados obtenidos de la simulación de control. La sobre estimación o subestimación de los flujos de energía no están asociados a un uso del suelo en general, las diferencias están asociadas a la forma de cuantificar dichos flujos en el caso de RUC y en el caso de DT-5l esta asociado a que no tienen en cuenta el efecto de la vegetación.



(a) Calor latente-Calor sensible



(b) Calor latente-Humedad específica

Figura 3-12: Dispersión de flujo de calor latente contra flujo de calor sensible y humedad específica: en negro control, en azul DT-5l, en rojo P-X y en verde RUC.

3.2.8. Precipitación

Para cada parametrización se obtiene el ciclo diurno. En la Figura **3-13** se muestran tres horas representativas (mañana, tarde y noche); se debe tener en cuenta que dada la resolución temporal de las simulaciones (3 horas), los máximos acumulados pueden ocurrir entre las 16:00 y las 19:00 ya que la precipitación es acumulada para cada intervalo de tiempo. En las cuatro parametrizaciones el mínimo ocurre en las horas de la mañana (ver Figuras **3-13a**, **3-13d**, **3-13g** y **3-13j**), donde los acumulados son de la aproximadamente de la misma magnitud; a medio día (ver Figuras **3-13b**, **3-13e**, **3-13h** y **3-13k**) en la simulación de control se comienzan a observar acumulados hasta de 5 *mm* al oriente del valle de Aburrá, mientras que las parametrizaciones evaluadas los acumulados son a lo sumo 3 *mm* y no hay una distribución espacial clara; a las 19:00 (ver Figuras **3-13c**, **3-13f**, **3-13i** y **3-13l**), en la simulación de control los acumulados superan los 9 *mm* al sur oriente del valle de Aburrá, al interior los acumulados máximos son de 6 *mm* en Caldas y para los demás municipios entre 2 y 4 *mm*. Las parametrizaciones evaluadas muestran un comportamiento similar a esta hora y los acumulados no superan los 7 *mm* al sur oriente del valle de Aburrá. La distribución espacial no es similar a la obtenida con la simulación de control.

Aunque las parametrizaciones evaluadas representen adecuadamente el ciclo diurno de precipitación en el valle de Aburrá y sus regiones vecinas, es claro que la simulación de control, la cual utiliza como modelo de interacción suelo-vegetación-atmósfera el NOAH-LSM, es la que mejor representa la magnitud, evolución temporal y distribución espacial de la precipitación. Las demás parametrizaciones subestiman los acumulados y más preocupante aún no hay desarrollo de precipitación al interior del valle de Aburrá, con excepción de Caldas, a lo largo del ciclo diurno.

Es necesario aclarar que la precipitación no es una variable de pronóstico de los modelos de interacción suelo-vegetación-atmósfera, pero se describe su comportamiento ya que en modelación meteorológica es la variable de pronóstico más importante. Cabe aclarar que las diferencias entre cada una de las parametrizaciones utilizadas repercuten finalmente en los acumulados de precipitación y que además su distribución espacial, evolución temporal y magnitud están asociadas a muchos otros sub-modelos (cumulos, radiación de onda larga y corta, capa límite planetaria entre otros) presentes en los modelos de predicción numérica y que dado el alcance de dicho trabajo de investigación, no son analizados en detalle.

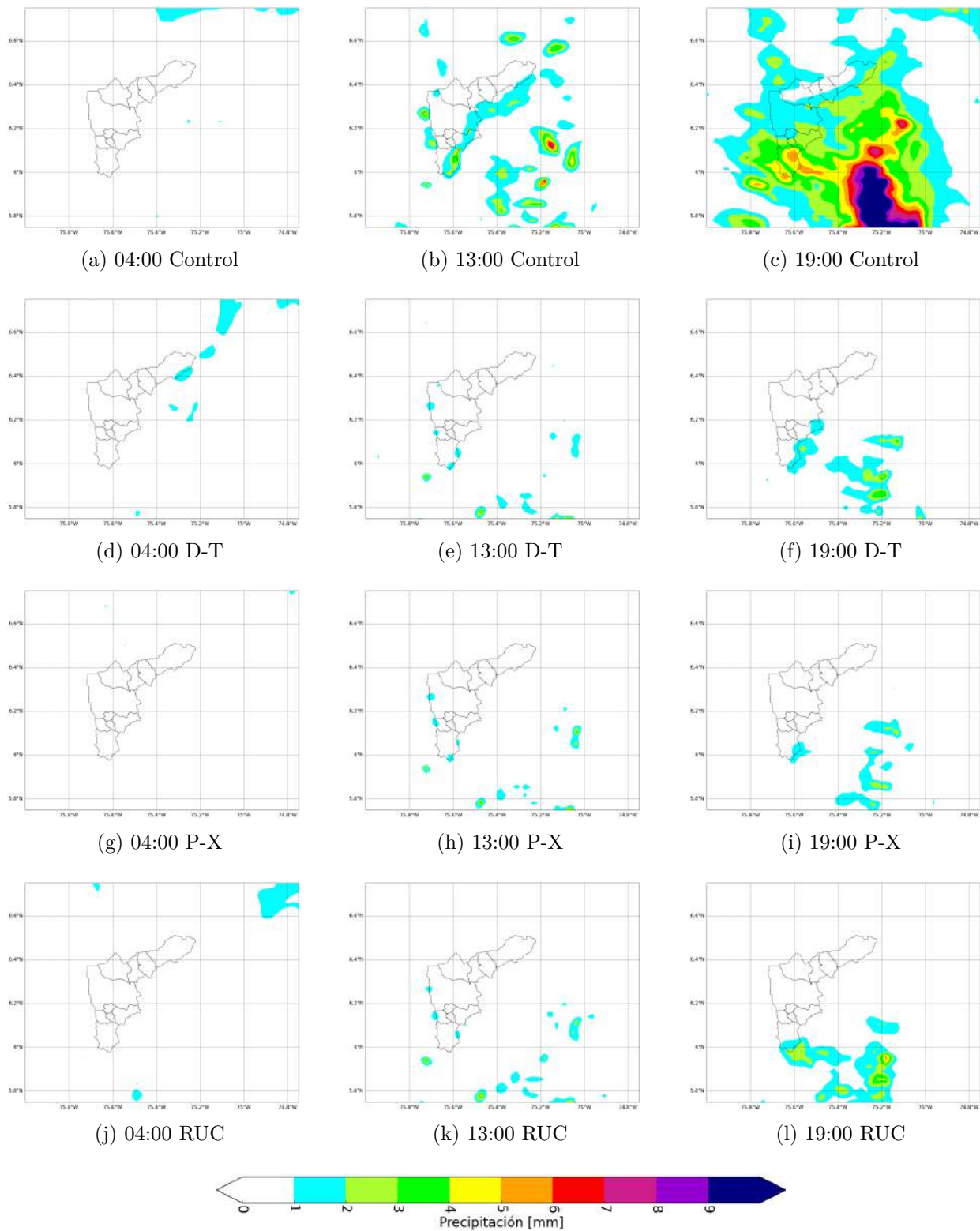


Figura 3-13: Ciclo diurno de precipitación en el dominio local, para las diferentes parametrizaciones utilizadas

Capítulo 4

Análisis del impacto de los cambios en el uso del suelo y la topografía

Con el fin de cuantificar el impacto generado en la climatología de una región asociado a cambios en las coberturas del suelo, y validar la metodología experimental que se plantea en la Sección 2.1.1, se proponen tres experimentos relacionados con la modificación de diferentes tipos de parámetros del modelo WRF. El primero está relacionado directamente con el uso del suelo y su objetivo es cuantificar el impacto de la expansión urbana y de los proyectos hidroeléctricos, los cuales podrían influenciar el comportamiento de variables superficiales y alterar la estabilidad atmosférica de la zona afectada y sus alrededores. El segundo es un experimento idealizado, en el cual se desea observar el efecto de la topografía y morfología de una región, cambiando el valor de la altura sobre el nivel del mar por un valor constante en una región al interior del dominio local. Finalmente, el último experimento está orientado a modificar las condiciones de frontera y en este caso se introduce un forzador en la humedad del suelo en la región continental del dominio externo.

4.1. Escenario 1: Uso del Suelo Modificado

El objetivo de este primer escenario es cuantificar las diferencias en la climatología de la zona de estudio enmarcada en el dominio interno cuando se modifica el mapa de usos de suelo que por defecto utiliza el modelo WRF. Para esto se utiliza un mapa actualizado del límite urbano del valle de Aburrá, un mapa de embalses de EPM y un mapa de drenajes principales de Colombia (Ver Figura 4-1). El límite urbano y los drenajes principales son obtenidos directamente del SIGOT (Sistema de Información Geográfica para la planeación

y el ordenamiento territorial); los embalses de EPM son suministrados de manera directa por dicha entidad.

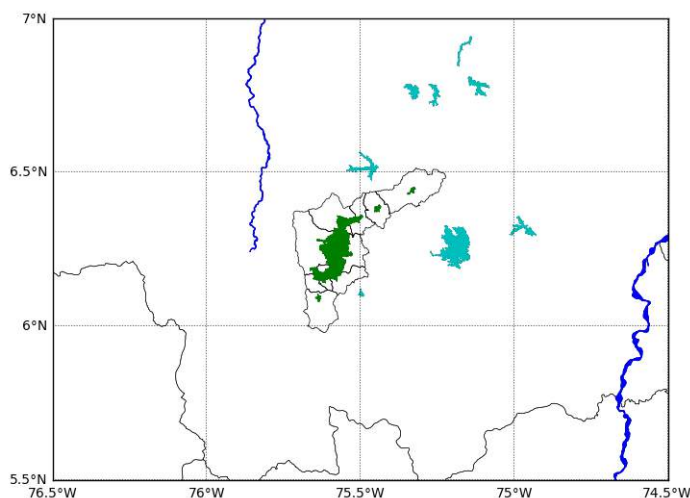


Figura 4-1: Escenario 1: Actualización usos del suelo drenajes (azul), Embalses EPM (cyan) y límite urbano municipios del valle de Aburrá (verde)

La metodología para introducir dichos cambios al modelo consiste en modificar dos archivos que son producto del pre-procesamiento (WPS), *geo_em.d01.nc* y *wrfinput_d01*, que corresponden a geogrid y a real respectivamente. Ambos archivos se encuentran en formato NetCDF y tienen una variable llamada *LU_INDEX*, la cual contiene el uso del suelo de cada píxel en el dominio interno. Con cada elemento de la Figura 4-1 se genera una máscara que se utiliza para cambiar el valor del uso del suelo (urbano o cuerpo de agua) de los píxeles que contiene cada máscara. En total se modificaron 70 píxeles de suelo urbano y 188 píxeles de cuerpos de agua, los cuales representan el 0,17% y el 0,47% respectivamente. Los cambios se observan en la Figura 4-2 y teniendo el resultado de los usos del suelo modificados se procede a la ejecución del modelo WRF.

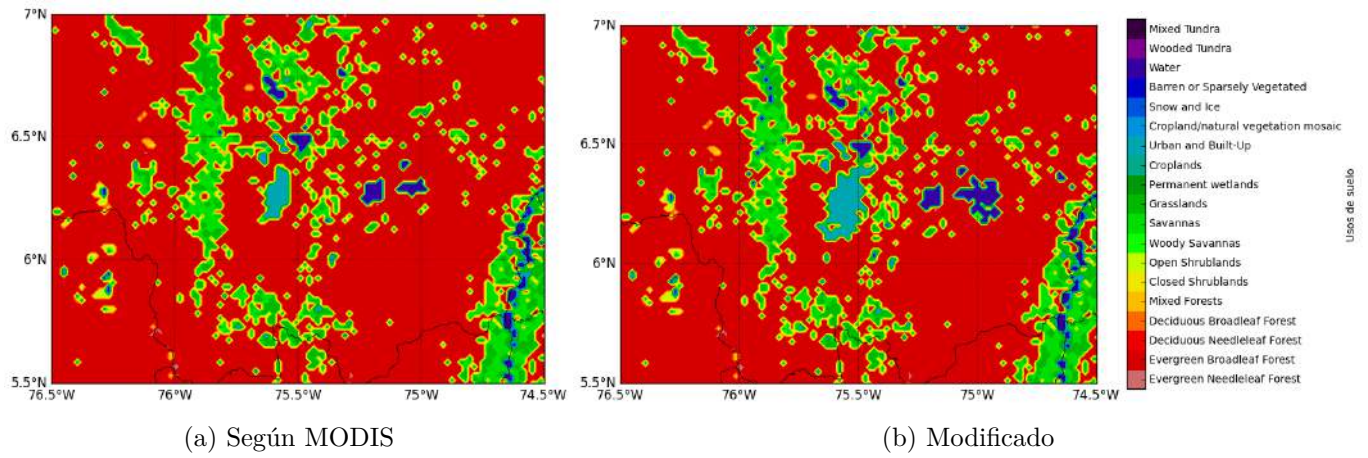


Figura 4-2: En la figura de la izquierda se observa el mapa de usos de suelo originales y a la derecha los usos del suelo modificados.

4.1.1. Temperatura superficial

Para evaluar los cambios de la temperatura superficial se calcula el ciclo diurno, luego se obtienen mapas de diferencias con respecto a la simulación de control, así:

$$Diff = Temperatura_{control} - Temperatura_{escenario1} \quad (4-1)$$

Si el valor en el mapa de diferencias es positivo (rojo) quiere decir que el valor en la simulación de control es mayor, análogamente, si el valor en el mapa de diferencias es negativo (azul) quiere decir que el valor de temperatura es mayor en el escenario 1.

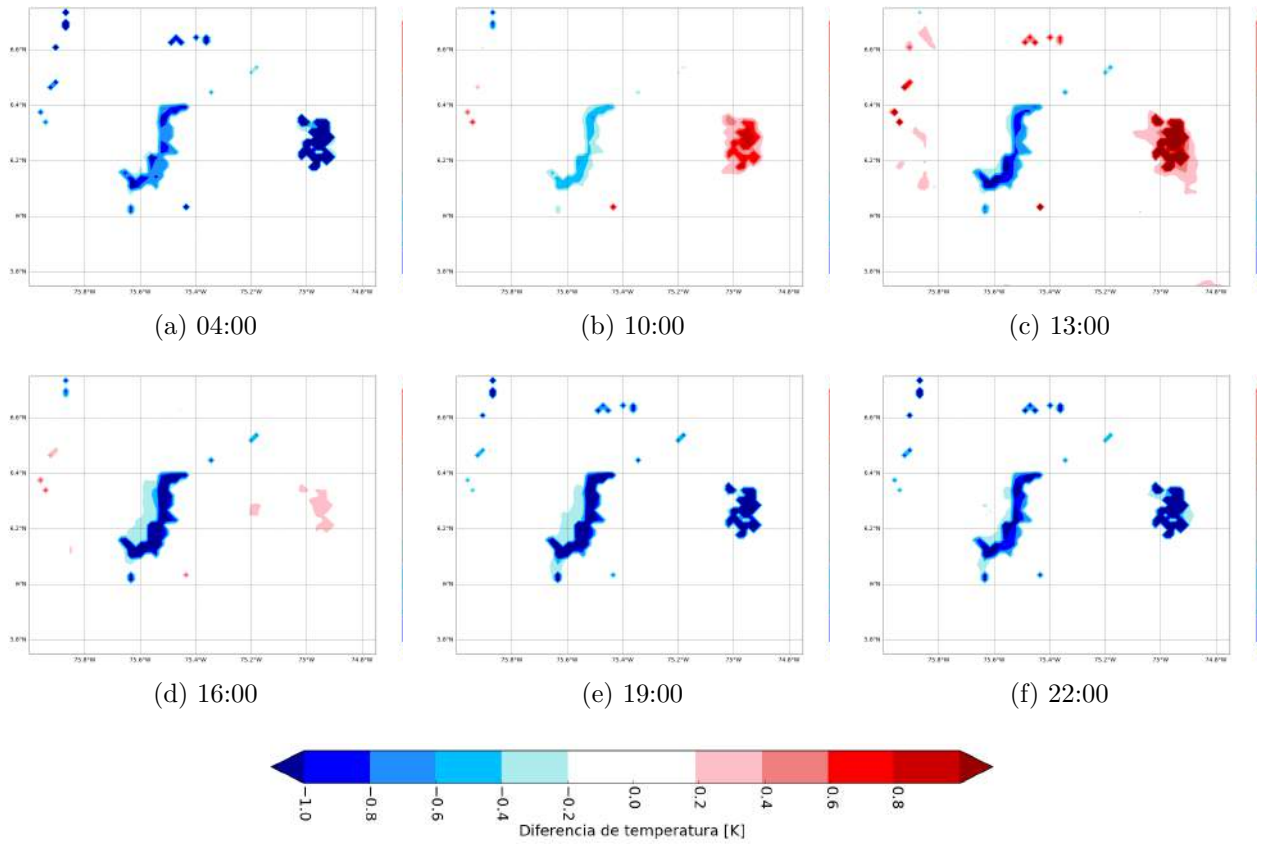


Figura 4-3: ciclo diurno de diferencias de temperatura

Al cambiar el uso del suelo se están modificando implícitamente los parámetros termodinámicos de la superficie incluyendo la capacidad calórica, albedo, emisividad, conductividad térmica, entre otros. Con estos cambios se modifican los términos de la ecuación de balance de energía, lo cual tiene como consecuencia el enfriamiento o calentamiento de la superficie del suelo (Ver Ecuación (3-12)). Las diferencias de temperatura en las zonas donde se modifica el uso del suelo por cuerpos de agua pueden estar ligadas a la alta capacidad calórica de agua ($4,18 J m^{-3} K^{-1}$) con respecto a cualquier otra cobertura. En las horas cercanas al máximo de radiación (Ver Figuras 4-3b, 4-3c y 4-3d) se observa que en los cuerpos de agua la temperatura de la simulación de control es mayor, dado que el agua requiere mayor cantidad de energía para aumentar su temperatura. En las horas de la noche y madrugada (Ver Figuras 4-3a, 4-3e y 4-3f) se observa el efecto opuesto, de manera análoga al calentamiento, el enfriamiento del agua es más lento, por lo tanto, en este caso, la temperatura en el escenario 1 es mayor que la temperatura en la simulación de control.

Como se mencionó anteriormente la emisividad y el albedo también se ven afectados por el cambio del uso del suelo. Dichos parámetros modifican la radiación neta incidente (R_n en la Ecuación (3-7)); si la emisividad y el albedo disminuyen, R_n aumenta. Como se observa en la Tabla **3-2**, la emisividad del suelo urbano es 0,88, por su parte la de las coberturas vegetales oscila entre 0,92 para sabanas y 0,95 para bosques. Independiente del tipo de cobertura vegetal, R_n aumenta como efecto del cambio de emisividad y se presenta un calentamiento adicional sobre las nuevas zonas urbanas, lo cual se ve reflejado en la Figura **4-3a** a la **4-3f**, representado en una gama de colores azules en la mitad del dominio. A lo largo de todo el día la temperatura en el escenario 1 es mayor que en la simulación de control.

En la Figura **4-4** se muestran histogramas de temperatura superficial para la simulación de control (negro), uso del suelo modificado (USM, rojo) y ausencia de topografía (ST, azul). Para píxeles cuyo uso del suelo se modificó en zonas urbanas, el uso del suelo original era bosques y sabanas respectivamente. En ambos histogramas se observa que la media de la temperatura superficial aumenta entre $1^\circ K$ y $2^\circ K$, sin embargo la forma del histograma se conserva.

La Figura **4-5** es similar a la Figura **4-4**, donde la diferencia es que el uso del suelo es modificado por cuerpos de agua, cuyo uso del suelo originalmente eran bosques. A diferencia de los histogramas de temperatura para zonas urbanas los histogramas de los cuerpos de agua tienen menor varianza y la media cambia entre $2^\circ K$ y $3^\circ K$.

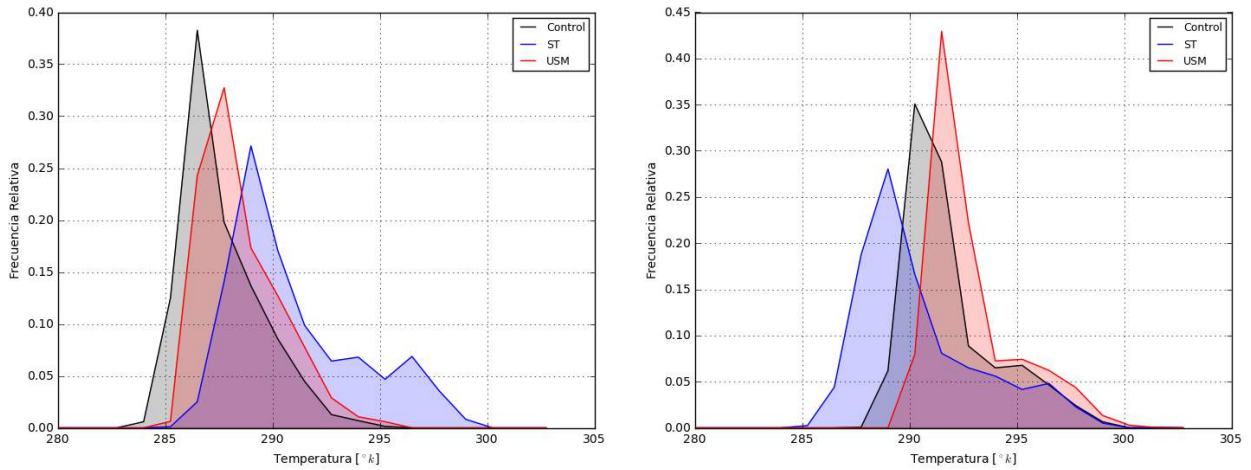


Figura 4-4: Histograma de temperatura superficial en nuevas zonas urbanas: en negro la simulación de control, en rojo el escenario 1 Uso Suelo Modificado (USM) y en azul el escenario 2 Sin Topografía (ST)

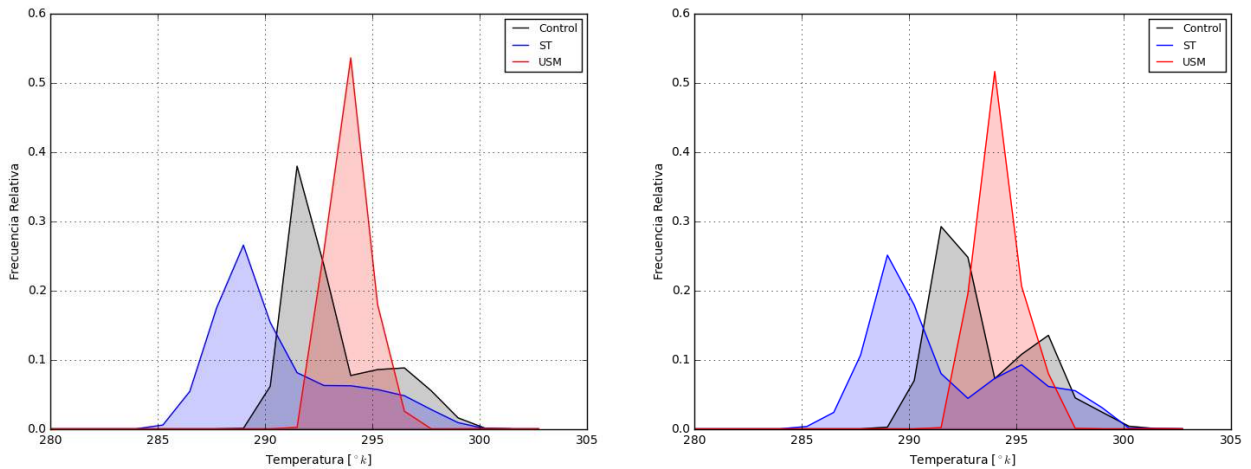


Figura 4-5: Histograma de temperatura superficial en nuevos cuerpos de agua, en negro la simulación de control, en rojo el escenario 1 Uso Suelo Modificado (USM) y en azul el escenario 2 Sin Topografía (ST)

4.1.2. Impacto en la estabilidad atmosférica

El grado de estabilidad atmosférica se puede determinar a partir de la diferencia de temperatura potencial entre una parcela de aire y aquella de la atmósfera circundante. Este

contraste puede causar el movimiento vertical de la parcela de aire, movimiento que se caracteriza por tres condiciones básicas que describen la estabilidad general de la atmósfera; en condiciones estables, el movimiento vertical se inhibe, mientras que en condiciones inestables la parcela de aire tiende a moverse continuamente hacia arriba o hacia abajo. Las condiciones neutrales no propician ni inhiben el movimiento de la parcela de aire.

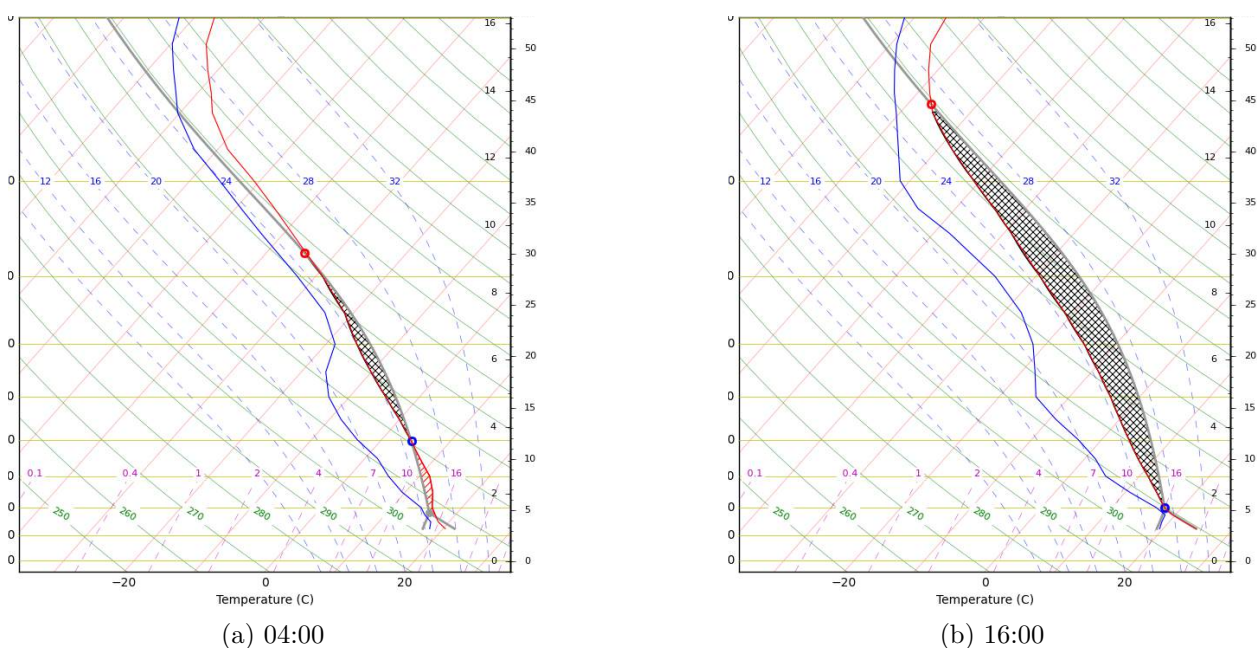


Figura 4-6: Diagramas Skew-T para la simulación de control, para diferentes horas del ciclo diurno, $CAPE = 179.2 [J/kg]$ a las 04:00 y $CAPE = 1163.8 [J/kg]$ a las 16:00

Existen diferentes índices de la estabilidad atmosférica entre los cuales se encuentran la Energía Potencial Convectiva Disponible, EPCD o Convective Available Potential Energy, CAPE por sus siglas en inglés, la cual es proporcional al área comprendida entre las líneas del perfil de temperatura del ambiente y la adiabática seca y saturada que se extiende desde el nivel de convección libre (NCL) hasta el nivel de equilibrio (NE). Cuanto más grande sea el área positiva, más alto es el valor de CAPE y la inestabilidad. En la literatura CAPE igual a cero representa una atmósfera estable, de 0 a 1000 marginalmente inestable, de 1000 a 2500 moderadamente inestables y mayores a 2500 representa atmósferas muy inestables. Sin embargo, es importante notar que dichos valores son determinados para radiosondeos de alta resolución y por fuera de la región tropical.

En la Figura 4-6, se muestra un diagrama Skew-T para la simulación de control en

diferentes horas del ciclo diurno (04:00 y a las 16:00), donde se observa que en las horas de la mañana el valor de CAPE es cercano a cero y en la tarde, después del máximo de radiación, el CAPE aumenta hasta 1163.8 $[J/kg]$, valor que representa una atmósfera inestable.

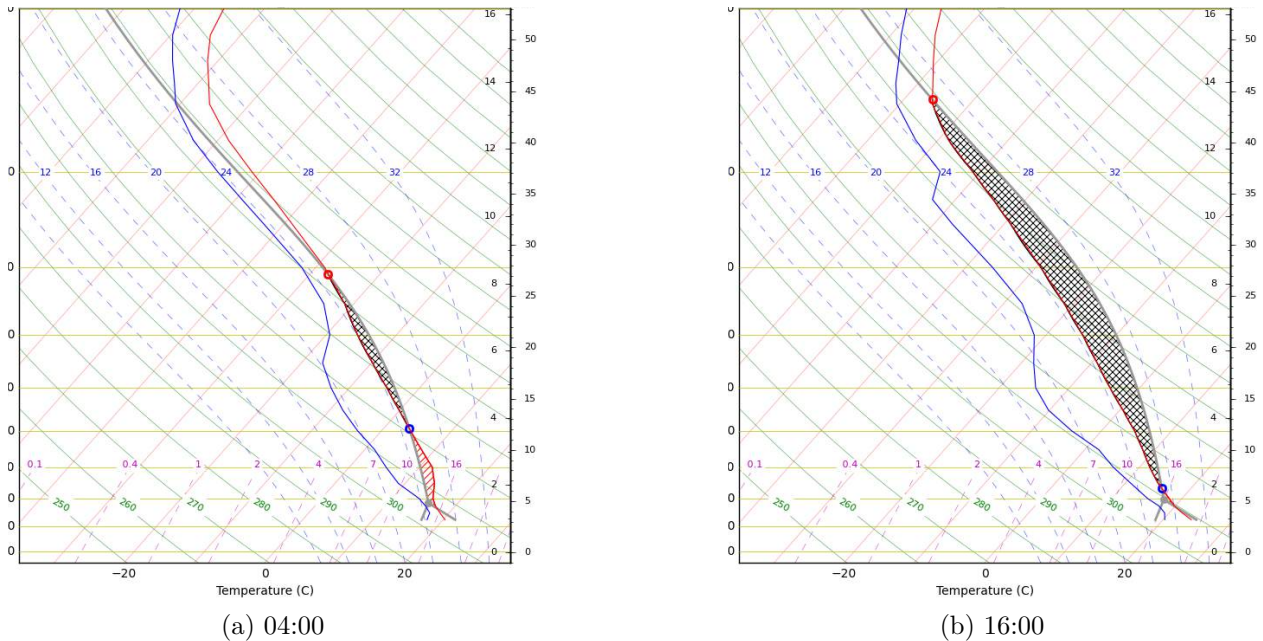


Figura 4-7: Diagramas Skew-T para puntos cuyo uso del suelo fueron modificados por cuerpos de agua en diferentes horas del ciclo diurno. A las 04:00 $CAPE = 144.2.2 [J/kg]$ y a las 16:00 $CAPE = 1062.9 [J/kg]$

La Figura 4-7 es similar a la Figura 4-6 donde la única diferencia es que los diagramas Skew-T fueron tomados en puntos cuyos usos del suelo fueron cambiados por cuerpos de agua. Los valores de CAPE en ambas horas del ciclo diurno son similares en magnitud a los valores de CAPE de la simulación de control, por la tanto es posible concluir que el cambio de uso de suelo a cuerpos de agua no afecta significativamente la estabilidad atmosférica de la zona. Se debe tener en cuenta que el uso del suelo original eran bosques, los cuales en términos de flujos de energía se comportan de manera similar, lo cual puede estar asociada a condiciones similares en la disponibilidad de agua para evaporar (Ver Figura 4-9a).

Al igual que las Figuras 4-7 y 4-6, la Figura 4-8 muestra los diagramas Skew-T para un punto en el cual el uso del suelo fue modificado por suelo urbano. Para las 04:00 el valor de CAPE es 0 y para las 16:00 el valor de CAPE de 81.5 $[J/kg]$, lo cual evidencia una disminución dramática en la energía disponible para la convección que es una prueba adicional del

tratamiento del NOAH-LSM para usos del suelo urbano, haciendo que a lo largo del día la atmósfera sea estable. Lo anterior es el efecto de la disminución del flujo de calor latente en dicho uso del suelo (Ver Figura 4-9b).

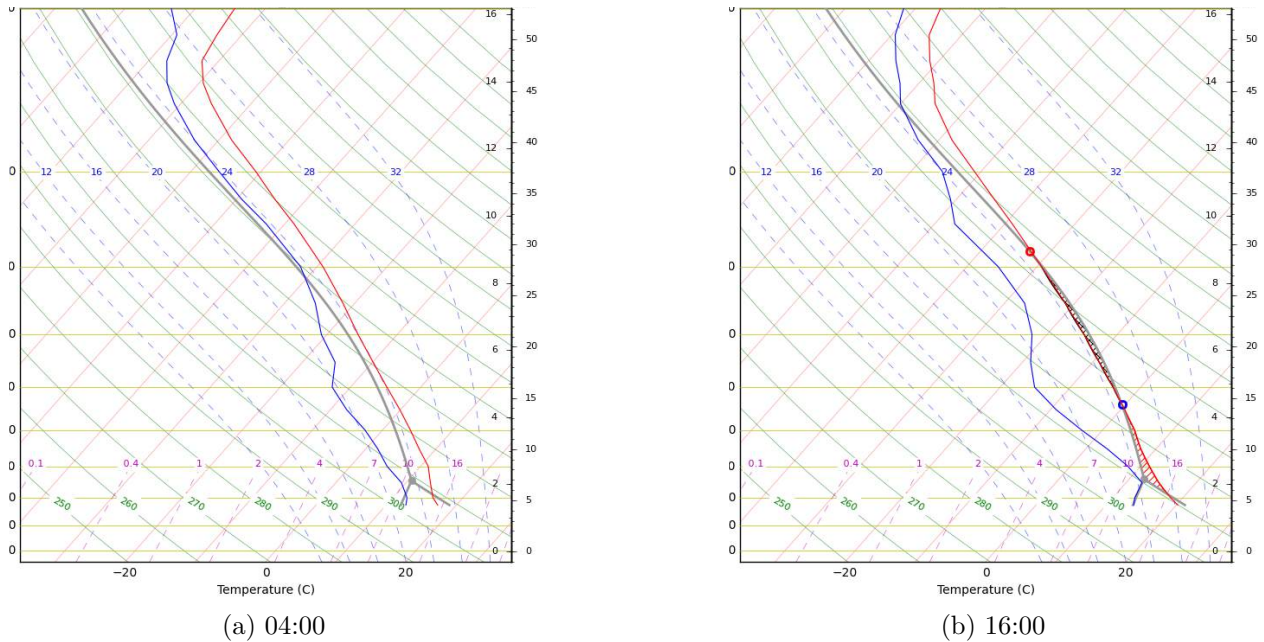
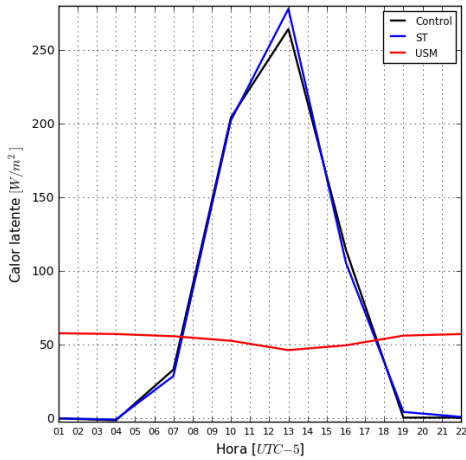
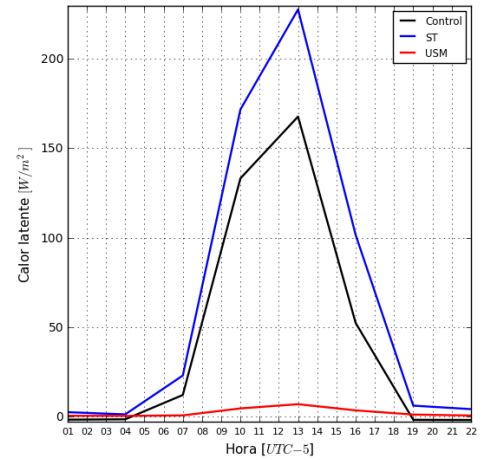


Figura 4-8: Diagramas Skew-T para puntos cuyo uso del suelo fueron modificados por zonas urbanas: $CAPE = 0 [J/kg]$ a las 04:00 y $CAPE = 81.5 [J/kg]$ a las 16:00



(a) Cuerpos de agua



(b) Zonas urbanas

Figura 4-9: Ciclo diario de calor latente: a la izquierda zonas cuyo uso del suelo fueron modificados por cuerpos de agua y a la derecha por zonas urbanas. En negro la simulación de control, azul escenario 2 y rojo usos del suelo modificados.

4.1.3. Área de impacto asociada a modificaciones en el uso del suelo

Los cambios en el uso del suelo, aparte del efecto vertical asociado al intercambio de masa, energía y momentum, pueden tener un área de influencia horizontal o zona de impacto. Para identificar dicha área se calcula el *Root Mean Square Error (RMSE)* entre la simulación de control y el escenario 1, en diferentes puntos ubicados al oriente, occidente, sur y norte de la zona de muestreo. Para esto se eligen dos zonas para cada uso de suelo modificado (cuerpos de agua y zona urbana), las cuales deben diferir en el área afectada.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum (Pred - Obs)^2} \quad (4-2)$$

En la Ecuación 4-2, N es la cantidad total de datos, $Pred$ son los resultados del escenario 1 y Obs , en este caso, hace referencia a los resultados obtenidos en la simulación de control.

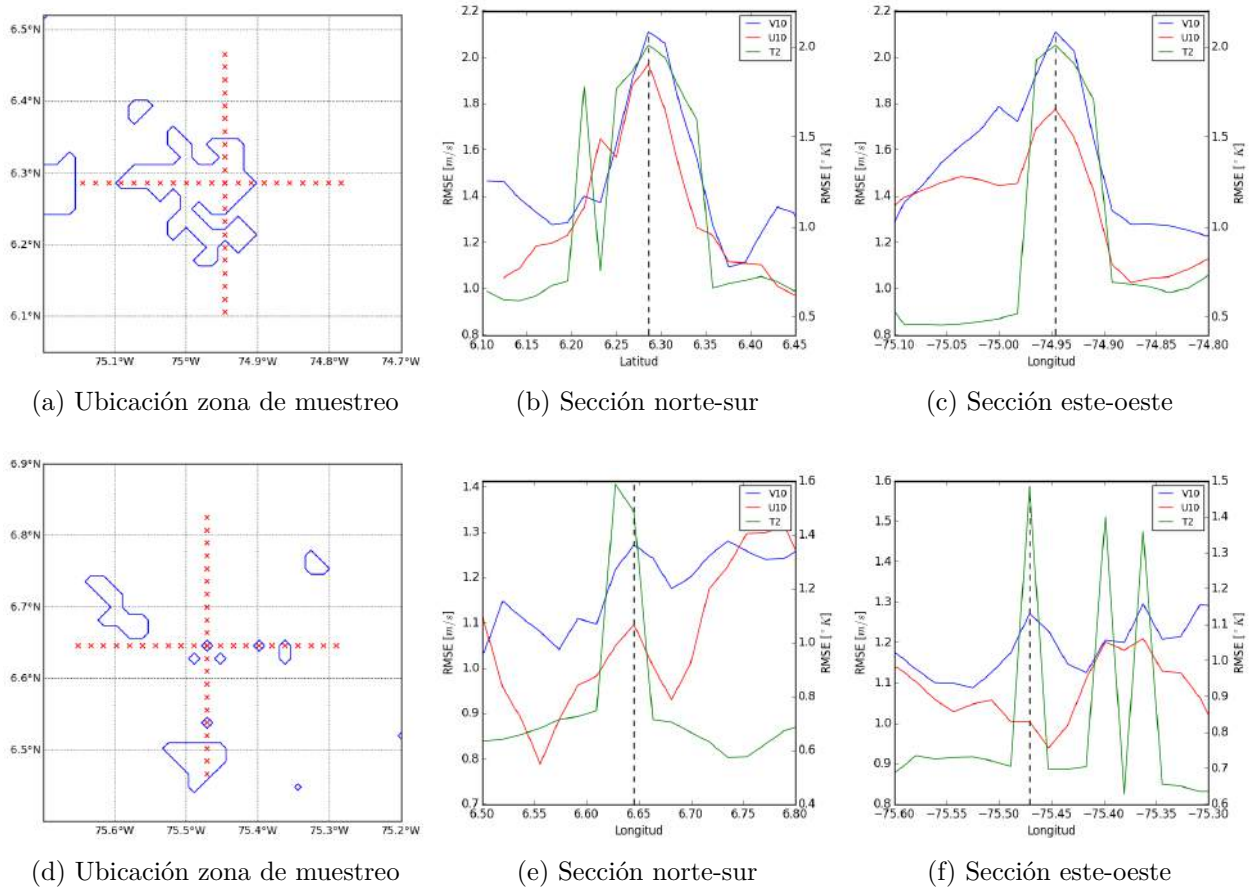


Figura 4-10: Distribución espacial del RMSE para cuerpos de agua: temperatura superficial (rojo), componentes zonal y meridional de viento superficial (rojo y azul), la línea punteada representa la ubicación del punto de muestreo y las equis en el mapa representan la ubicación de cada punto evaluado.

En la Figura 4-10 para el embalse de Guatape-El Peñol, en la primera fila, se muestra la distribución horizontal del RMSE; el eje de la derecha hace referencia a la temperatura y el eje de la izquierda a la velocidad de las componentes superficiales de viento; en la sección latitudinal (Ver Figura 4-10b) el RMSE máximo es cercano a $2\text{ }^{\circ}K$ y $2\text{ }ms^{-1}$, el cual decae cuando se aleja del punto modificado. Las latitudes donde se estabiliza el error es en $6.35\text{ }^{\circ}N$ y $6.20\text{ }^{\circ}N$ para la temperatura, y $6.37\text{ }^{\circ}N$ y $6.16\text{ }^{\circ}N$ para las componentes de viento superficial, que equivalen aproximadamente a $16.5\text{ }km$ y $22.1\text{ }km$ respectivamente. Igualmente, en la Figura 4-11c se muestra la sección longitudinal en la cual el máximo RMSE coincide con los valores de la figura anterior. En este caso el error se estabiliza entre $74.97\text{ }^{\circ}W$ y $74.9\text{ }^{\circ}W$ para la temperatura y $75.1\text{ }^{\circ}W$ y $74.9\text{ }^{\circ}W$, que equivalen a $7.6\text{ }km$ y $21.9\text{ }km$ respectivamente.

En la segunda fila de la Figura 4-10 se muestra la distribución del RMSE para un embalse de menor área superficial. En las secciones latitudinal (Ver Figura 4-11e) y longitudinal (Ver Figura 4-11f), el efecto de la modificación del uso del suelo es muy local, entre $6.66^{\circ}N$ y $6.61^{\circ}N$ y $74.48^{\circ}W$ y $74.45^{\circ}W$ para la temperatura, los cuales equivalen a 5.5 km y 3.3 km respectivamente. El comportamiento del RMSE para las componentes del viento superficial no tiene una tendencia definida.

En la Figura 4-11 se muestra la distribución espacial del RMSE para regiones cuyo uso del suelo fueron modificadas por zonas urbanas ubicadas en Medellín (primera fila) y Caldas (segunda fila), donde se esperaba encontrar un comportamiento similar al de la Figura 4-10. Sin un comportamiento definido es difícil estimar un área de impacto en la región ubicada en Medellín (Ver Figura 4-11a); para la región ubicada en Caldas (Ver Figura 4-11d) la zona de impacto es muy local, entre 3 km y 5 km para temperatura y componentes de viento superficial.

Para las zonas cuyo uso del suelo fue modificado por cuerpos de agua, la zona de impacto podría inferirse a partir del área superficial modificada. En dicha zona el RMSE podría variar entre $1^{\circ}K$ y $2^{\circ}K$ para temperatura y 1.2 ms^{-1} y 2 ms^{-1} para las componentes de viento superficial, aunque se debería repetir el ejercicio para diferentes regiones y así determinar las relación entre radio de la zona de impacto y área superficial modificada. Respecto a las zonas donde se modificó el uso del suelo por zonas urbanas, no se observa una relación clara entre el área superficial modificada y el radio de la zona de impacto.

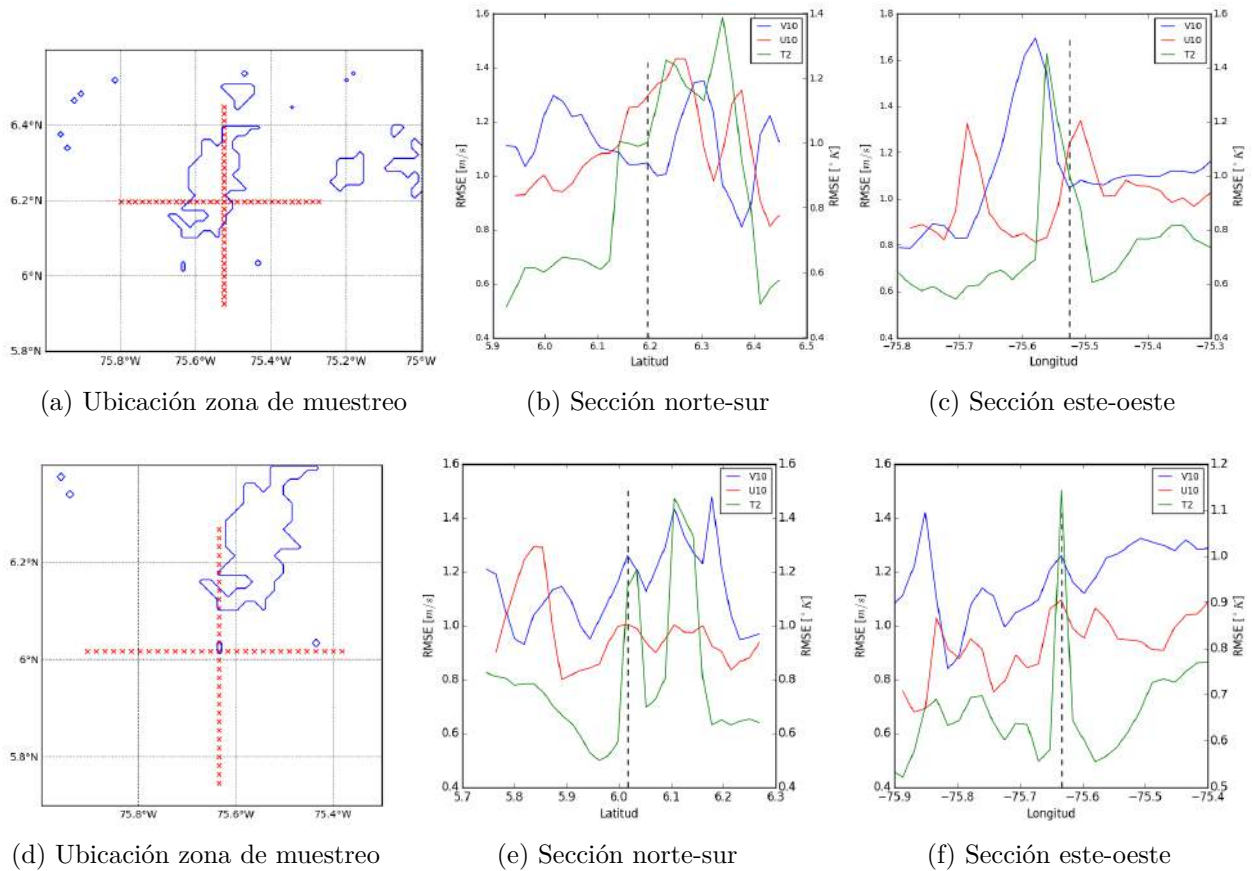


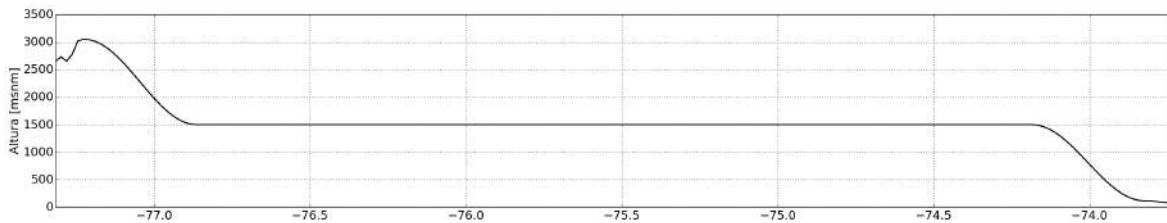
Figura 4-11: Distribución espacial del RMSE para zonas urbanas: temperatura superficial (rojo), componentes zonal y meridional de viento superficial (rojo y azul), la línea punteada representa la ubicación del punto de muestreo y las equis en el mapa representan la ubicación de cada punto evaluado.

4.2. Escenario 2: Ausencia de Topografía

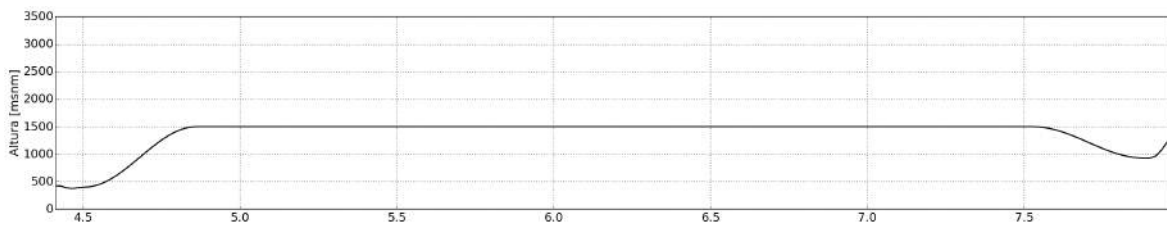
El objetivo de este escenario tiene es identificar la influencia de la topografía en la climatología de la región enmarcada en el dominio interno. Para esto se fija el valor de la altura para el 56% de la zona de estudio y se elige 1500 msnm como altura de referencia, cuyo criterio de selección es la altura aproximada del valle de Aburra. En los bordes del dominio se utiliza una función coseno para suavizar el cambio de la topografía ya que los cambios súbitos de altura podrían generar inestabilidad en el modelo.

$$\begin{cases} \text{si } h > 1500 & 0 > \theta > \pi \\ \text{si } h < 1500 & \pi > \theta > 2\pi \end{cases} \quad (4-3)$$

La Ecuación 4-3 es la función de suavizado, donde h representa la altura de los bordes y θ es el ángulo, que toma un rango de valores dependiendo de la relación de h y 1500; lo anterior nos indica si la función coseno está en un tramo ascendente o descendente. Teniendo la función definida se procede a cambiar la topografía en el modelo. Al igual que en el escenario 1 es necesario modificar los archivos *geo_em.d01.nc* y *wrfinput_d01* que son generados en el preprocesamiento del modelo; en este caso es necesario modificar la variable *Height topography o HGT* y definir valores de 1500 y hacia los bordes el valor indicado según la función de suavizado.



(a) Sección transversal de la topografía este-oeste



(b) Sección transversal de la topografía norte-sur

Figura 4-12: Escenario 2: Topografía = 1500 msnm; a la izquierda Sección transversal de la topografía este-oeste y a la derecha Sección transversal de la topografía norte-sur

En la Figura 4-12a y la Figura 4-12b se muestran secciones transversales este-oeste y norte-sur, respectivamente, de la topografía modificada. Teniendo el mapa modificado procedemos a la ejecución del modelo WRF.

4.2.1. Temperatura superficial

Se sigue la misma metodología descrita en la Sección 4.1.1.

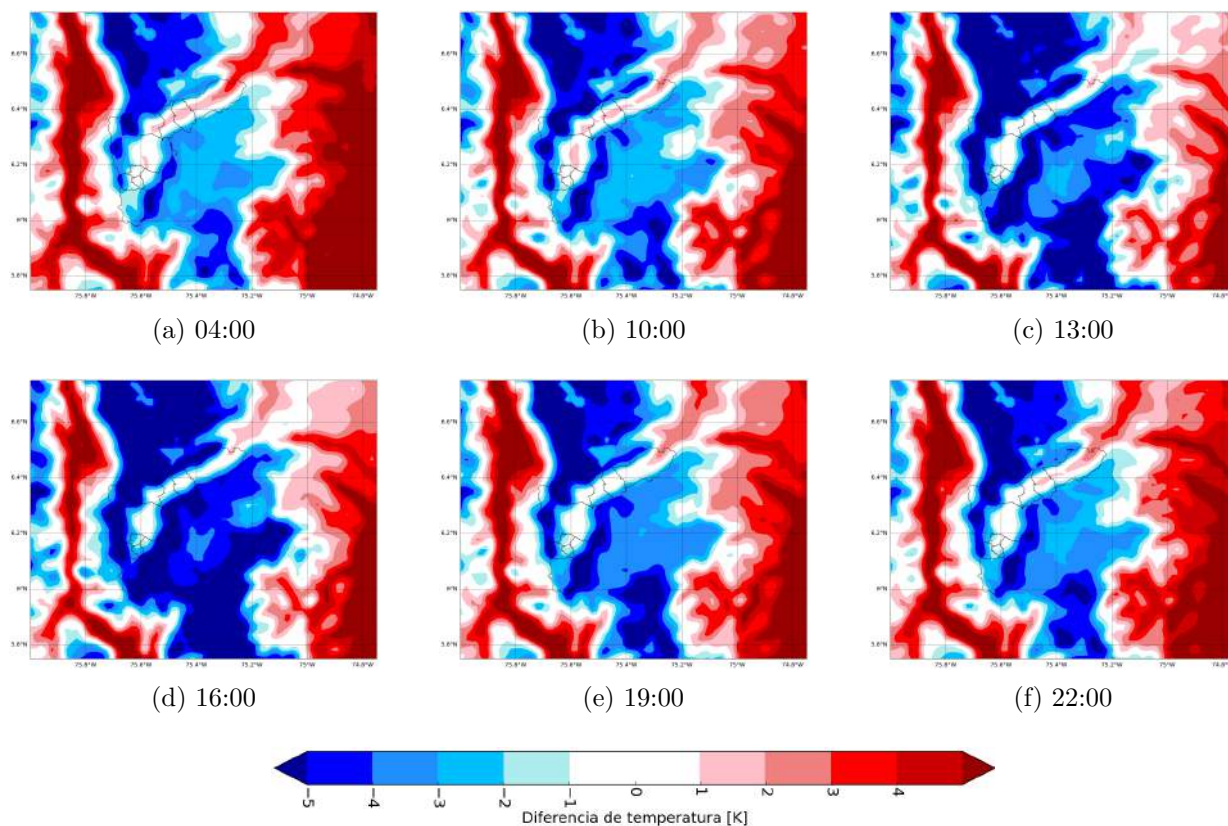


Figura 4-13: ciclo diurno de diferencias de temperatura

De la Figura 4-13a a la 4-13f se muestra el ciclo diurno de la diferencia de temperatura superficial entre la simulación de control y el escenario 2, las cuales son muy similares entre sí pues en ellas es posible observar la relación inversa entre la topografía y la temperatura superficial. En escala de rojo se representan las zonas cuya altura original era menor a 1500msnm ya que la temperatura en la simulación de control es mayor que la temperatura en el escenario 2. En escala de azules se representan los lugares cuya altura original era mayor a 1500msnm , y donde la temperatura en la simulación de control es menor que la temperatura en el escenario 2. Además se observa que alrededor del medio día (Ver Figura 4-13c) las diferencias se intensifican y hacia las horas de la mañana (Ver Figura 4-13a) y la tarde (Ver Figura 4-13f) las diferencias de temperatura disminuyen en magnitud.

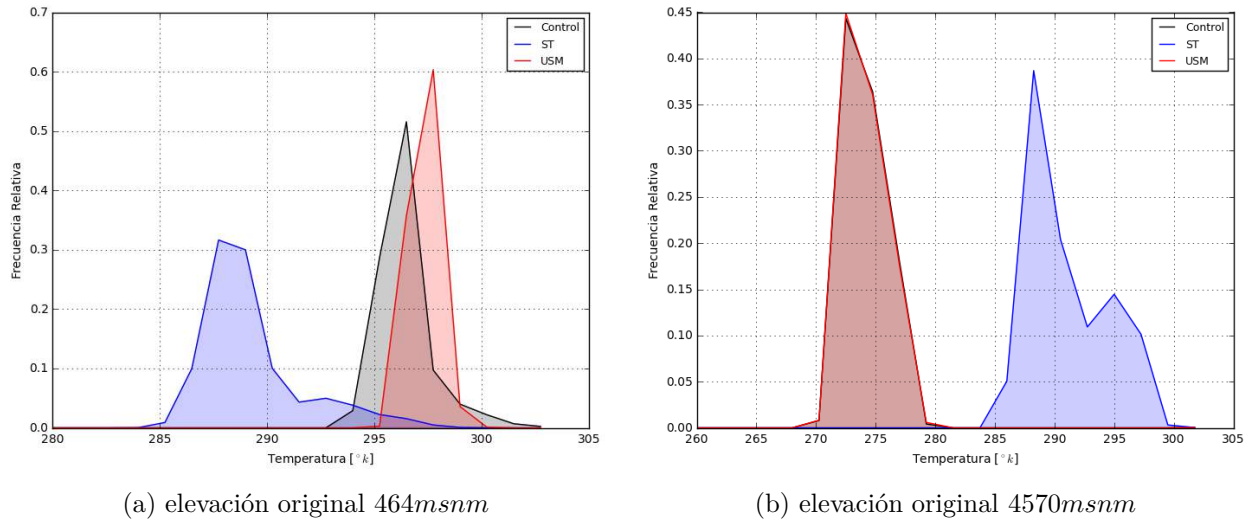


Figura 4-14: Histograma de temperatura superficial para lugares con topografía extrema al interior del dominio interno: en negro la simulación de control, en rojo el escenario 1 Uso Suelo Modificado (USM) y en azul el escenario 2 Sin Topografía (ST)

4.2.2. Circulación de viento superficial

Al remover la topografía, una de las variables climatológicas más afectada es la velocidad y dirección de viento superficiales, puesto que las circulaciones asociadas al calentamiento diferencial de las laderas en un valle de montaña desaparecen completamente (vientos anabáticos y catabáticos), al igual que hay cambios sustanciales en la rugosidad del terreno y la alteración de la geomorfología. Para evidenciar los cambios inducidos en la circulación de viento superficiales se construye el ciclo anual y el ciclo diario de la resultante de las componentes zonal y meridional.

En la Figura 4-15 se muestra el ciclo anual para enero, febrero y diciembre, meses en los cuales la circulación de viento superficiales está modulada por el ingreso a la zona continental de los Vientos Alisios del noreste. Junio, julio y agosto son meses en los cuales los Alisios del noreste cambian de dirección y el ingreso a la zona continental disminuye. Como se muestra en la Figura 2-4m, el mismo efecto se observa en la simulación de control, aunque con mayor variabilidad, la cual puede estar asociada a la topografía (Ver Figura 2-5). A escala intranual y teniendo en cuenta que se remueve la topografía, la variabilidad de la circulación de viento superficial está fuertemente asociada a la presencia de los Alisios del noreste. El ciclo anual

en el dominio interno está en fase con el ciclo anual del dominio externo independiente de la topografía.

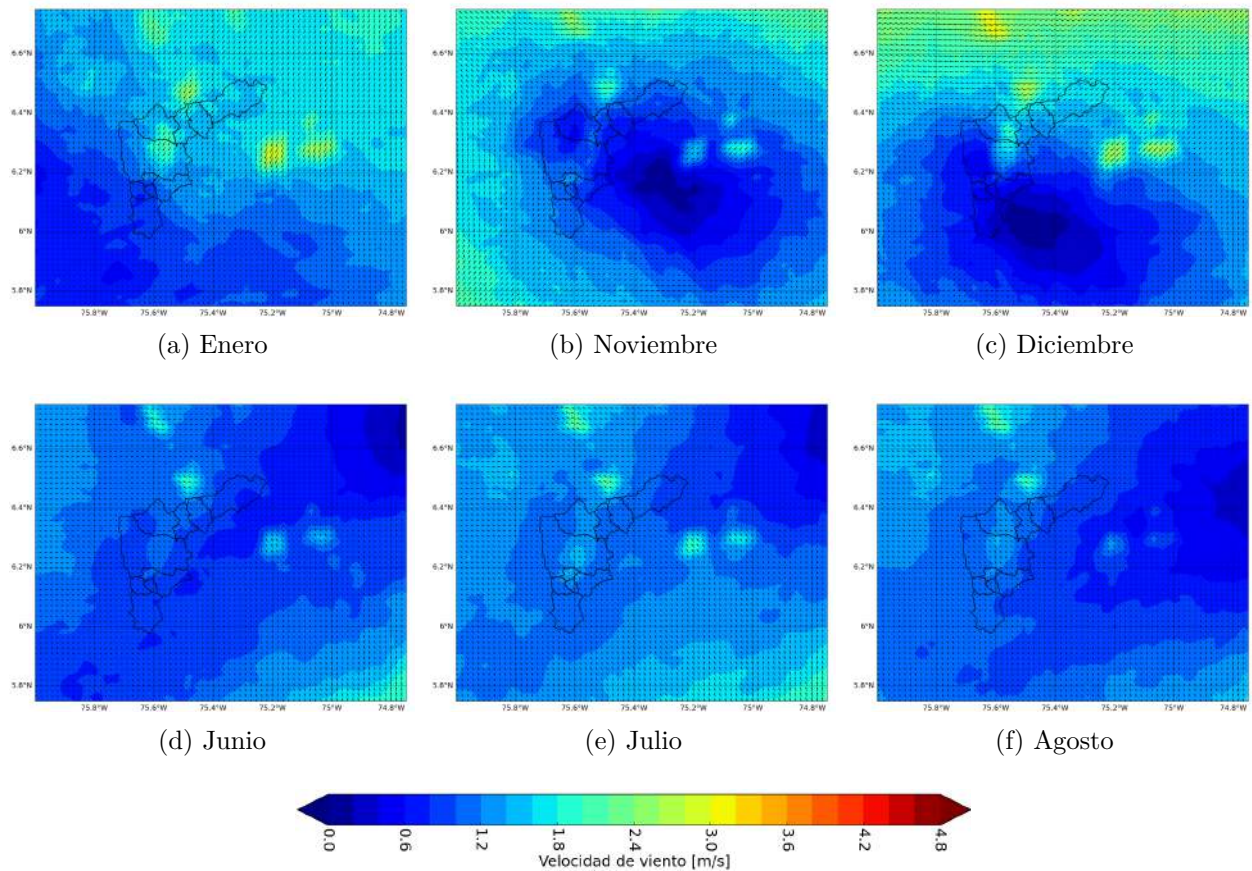


Figura 4-15: Ciclo anual de vientos superficiales en el dominio interno para el escenario 2: la velocidad esta representada por la escala de colores y la dirección por flechas, las cuales fueron escaladas según la velocidad.

A una escala temporal de una día la circulación de viento tiene dos direcciones dominantes; en la madrugada y la mañana hacia el nor-occidente, intensificándose a las 10:00 (Ver Figura 4-16b) y en horas de la tarde y la noche la dirección preferencial es hacia el sur-occidente, alcanzando las máximas velocidades a las 19:00 (Ver Figura 4-16c). En todas las horas del ciclo diurno se observa que la velocidad se intensifica cuando el uso del suelo son cuerpos de agua. Este fenómeno esta asociado en parte a la rugosidad de la superficie. En la Tabla 3-2 se muestran los valores propuestos por MODIS, $1 \times 10^{-4}m$ y $0,5m$ para cuerpos de agua y bosques (uso del suelo dominante) respectivamente; a mayor rugosidad, aumenta

la resistencia de aerodinámica de la superficie, disminuyendo así la velocidad del viento.

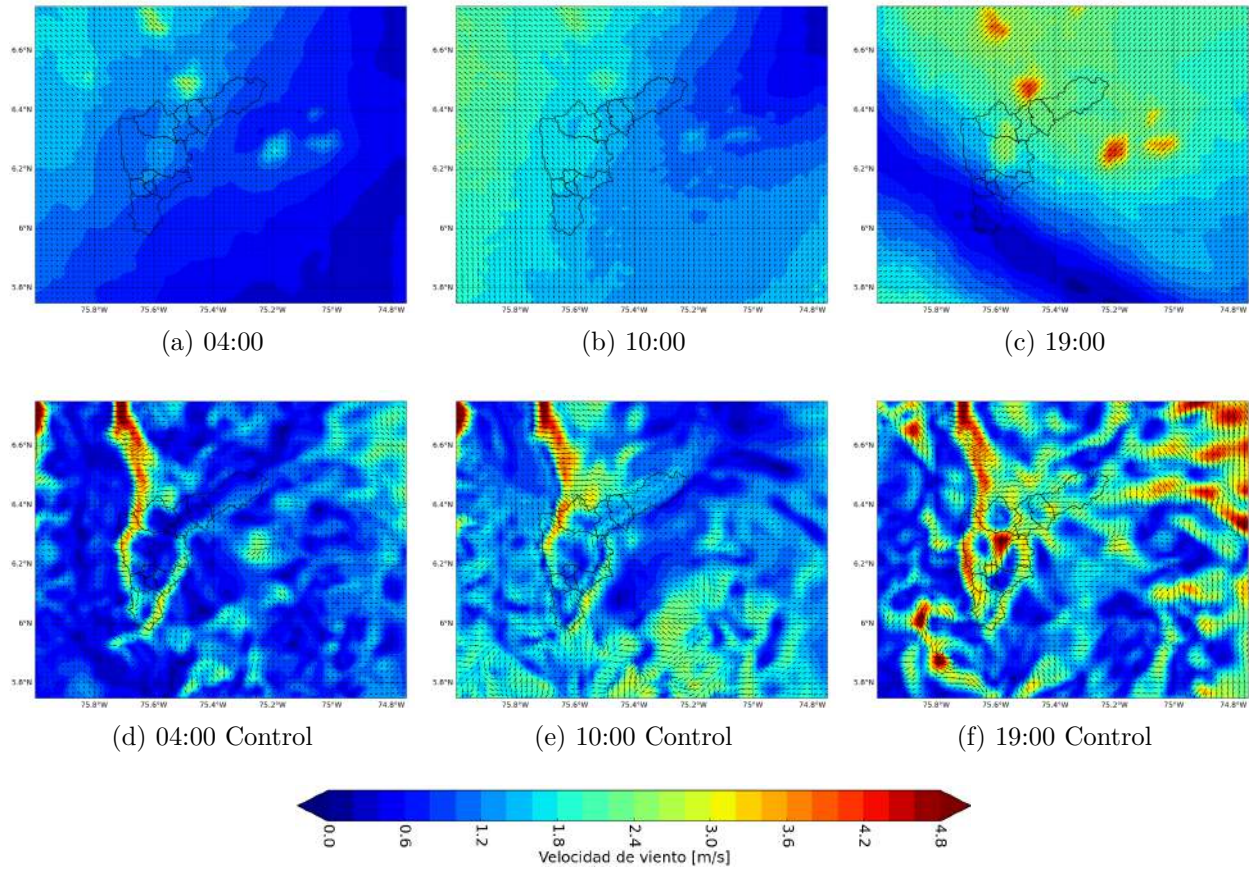


Figura 4-16: Ciclo diario de vientos superficiales en el dominio interno: en la primera fila se muestra el escenario 2 y en la segunda la simulación de control. La velocidad está representada por la escala de colores y la dirección por flechas, las cuales fueron escaladas según la velocidad.

Cabe aclarar que todas las circulaciones asociadas a la topografía como vientos de ladera (anabáticos y catabáticos) y la intensificación de las corrientes debido a la geomorfología de la zona, desaparecen; para el caso específico del presente estudio estas incluyen las corrientes al interior de los valle del Cauca y el Magdalena, la intensificación y redireccionamiento de los vientos del noreste debido a la presencia del valle de Aburrá y demás circulaciones asociadas a la topografía (Ver Figura 2-5).

4.2.3. Velocidad y dirección de viento vertical (Omega)

El ascenso de viento está asociado al efecto del calentamiento de la superficie, así que al remover la topografía, el calentamiento ocurre de manera uniforme pues no hay sombras ocasionadas por las laderas, lo cual genera calentamientos diferenciales dependiendo de la hora del día. Se construye entonces el ciclo diurno de la velocidad de viento vertical en una sección este-oeste entre las latitudes $6.1^{\circ}N$ y $6.3^{\circ}N$, que es la misma región utilizada en la Figura 2-8.

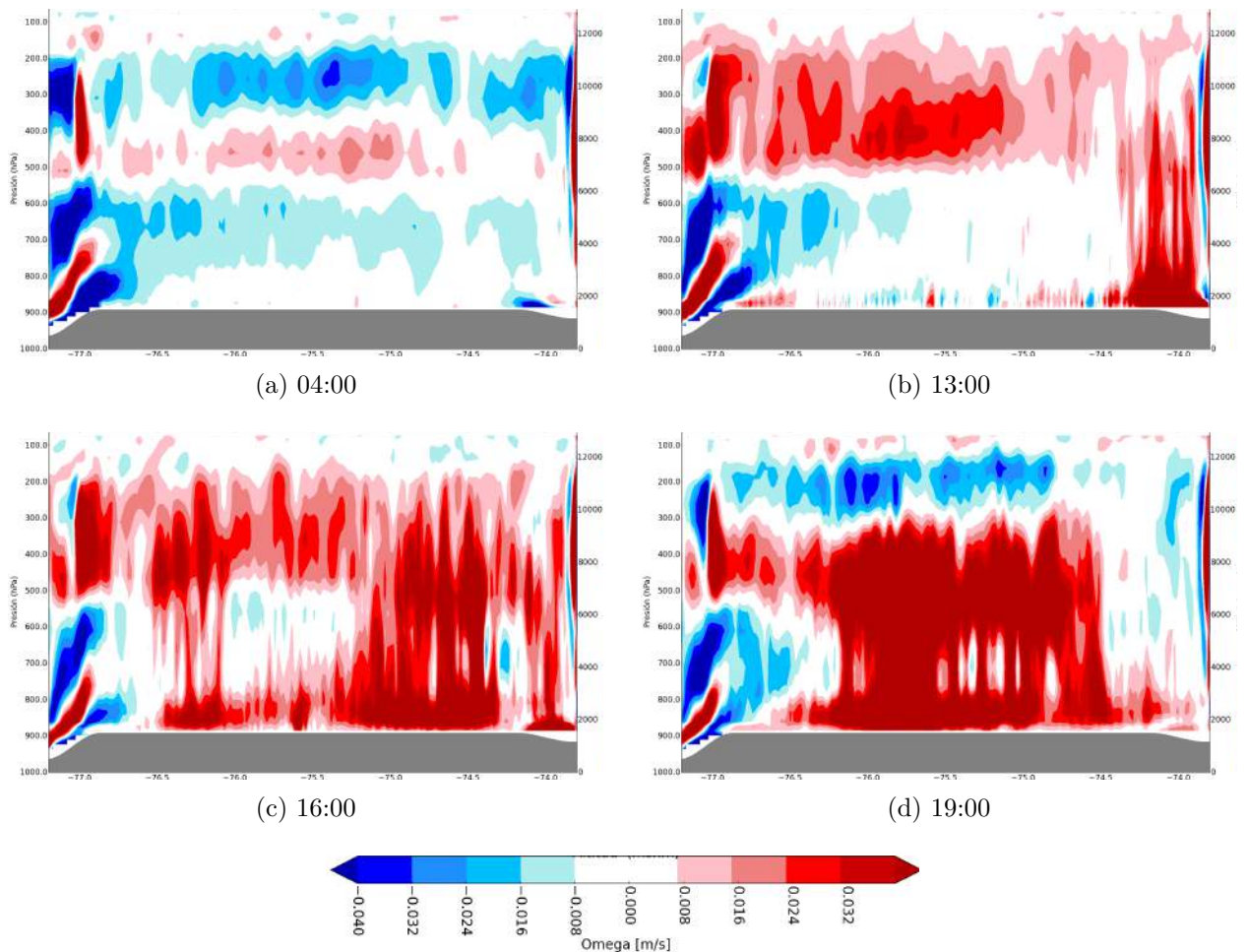


Figura 4-17: Ciclo diurno de velocidad de viento vertical (omega): en rojo ascendente y azul descendente, para el escenario 2

En la madrugada no se observan velocidades de viento representativas (Ver Figura 4-17a)

ya que no hay calentamiento de la superficie. A las 13:00 se comienza a notar ascenso de parcelas de aire cuya velocidad no excede los 1.6 cm/s (Ver Figura 4-17b). A las 16:00, tres horas después de la hora de máxima radiación, se observa que el ascenso es más intenso en el costado oriental superando los 10 km en la vertical, sin embargo, en el costado occidental las mayores velocidades aún son superficiales y no superan los 4 km (Ver Figura 4-17c). A las 19:00 se observa la mayor cobertura espacial de velocidades ascendentes, que superan los 4 cm/s , donde las parcelas de aire ascienden hasta 10 km (Ver Figura 4-17d). El comportamiento temporal también es observado en la simulación de control ya que está controlado por el ciclo diurno de radiación, sin embargo, difieren en el comportamiento espacial por la presencia de la topografía.

4.2.4. Impacto en la estabilidad atmosférica

Al igual que en la Sección 4.1.2, se usa como índice de estabilidad atmosférica, el CAPE (Convective Available Potential Energy). En este caso se elaboran mapas del ciclo diurno de CAPE para zona de estudio. En la Figura 4-18, la primera fila corresponde a la simulación de control y la segunda fila al escenario 2 (ST); para ambas la variabilidad del ciclo diurno es similar, en la mañana y en la noche los valores de CAPE cercanos a cero y en la tarde se observan los valores máximos de CAPE. En cuanto a la magnitud en la simulación de control, se observa que al oriente del dominio siempre ocurren los máximos de CAPE; esta zona corresponde al valle del río Magdalena cuya altura es cercana al nivel del mar y en la cual se observan las mayores velocidades de ascenso de masas de aire (Ver Figura 2-8) y donde, adicionalmente, se registran los mayores acumulados de precipitación (Ver Figura 2-9 y 2-10). Lo anterior permite concluir que la precipitación en esta región está controlada por el ascenso de masas de aire que a su vez está controlada por la presencia de la cordillera de los Andes oriental, la cual magnifica el ascenso y se generan finalmente precipitaciones orográficas sobre el valle de San Nicolás, ubicado entre el valle de Aburrá y el valle del río Magdalena. En cuando a la distribución de CAPE en el escenario 2, se observa un comportamiento uniforme sobre todo el dominio sin tener lugares de ascenso preferenciales. Este fenómeno puede estar asociado al calentamiento uniforme de la superficie, efecto que también se ve reflejado en la velocidad vertical de las parcelas de aire, la cual es casi uniforme sobre toda la superficie (solo varía en el tiempo). La magnitud a la hora de máximo CAPE no superan los 600 J/kg , el cual representa una atmósfera marginalmente inestable.

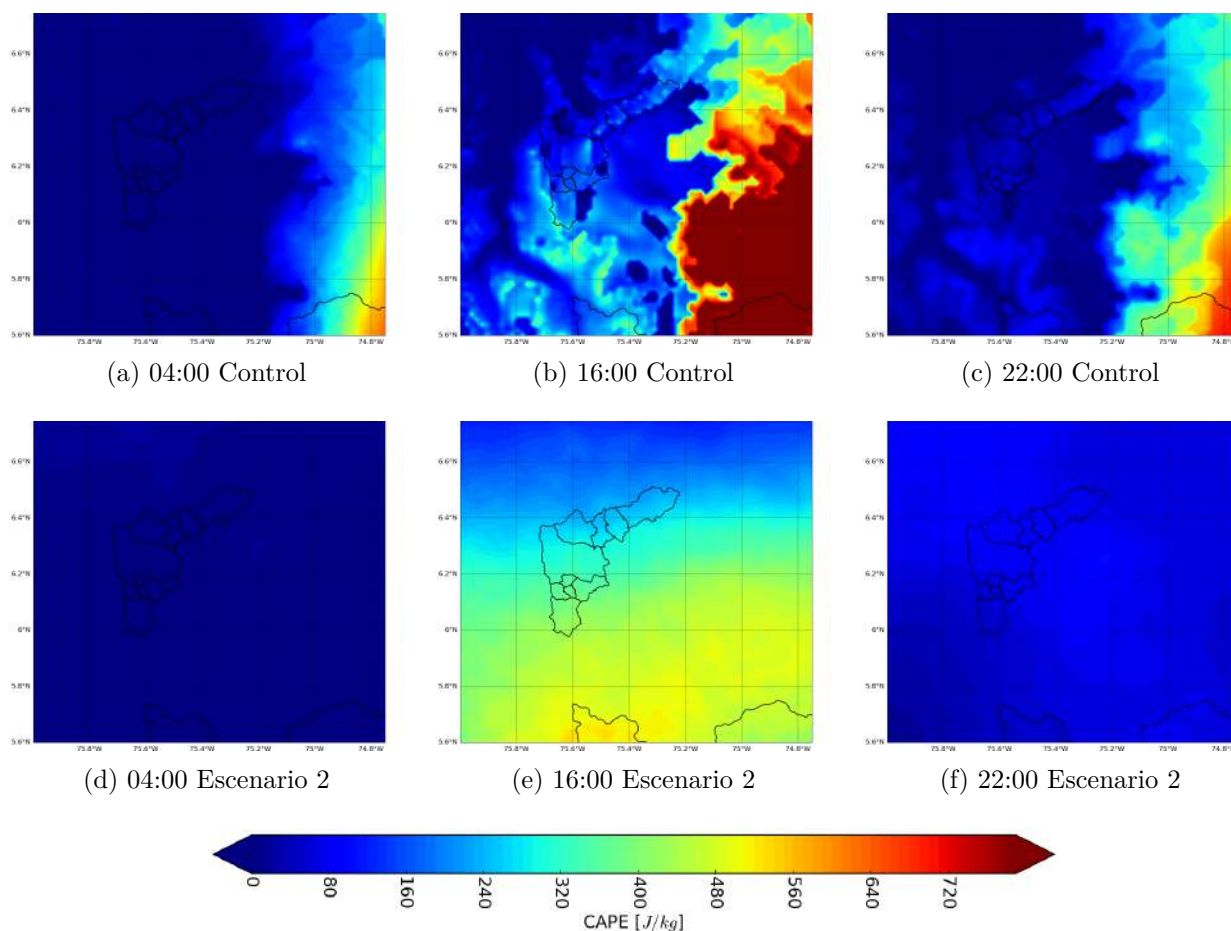


Figura 4-18: Ciclo diario de CAPE [J/kg] distribuido en el dominio local, en la primera fila la simulación de control y en la segunda fila el escenario 2.

4.3. Análisis estadístico

Se seleccionan 18 puntos ubicados al interior del dominio local, los cuales están divididos en tres diferentes grupos según la modificación del uso del suelo y topografía: uso del suelo modificado por suelo urbano (En la Tabla 4-1 se identifican con la U), uso del suelo modificado por cuerpos de agua (En la Tabla 4-1 se identifican con la A) y puntos en los cuales su altura original es considerablemente mayor o menor y cercanos al valor de 1500 $msnm$ (En la Tabla 4-1 se identifican con la T). Algunas características de dichos puntos se muestran en la Tabla 4-1, donde la primera columna hace referencia al ID asignado, la segunda es el uso del suelo original, la tercera es el uso del suelo modificado y la demás información está

relacionada con la ubicación espacial de cada uno de los puntos.

Tabla 4-1: Características de los puntos de muestreo: los valores del uso del suelo de la columna 2 hacen referencia a las categorías que ofrece MODIS y que aparecen en la Tabla 3-2.

ID	Uso Suelo	US Modificado	Longitud	Latitud	Altura [msnm]
U1	2	13	-75,525	6,340	1504,556
U2	2	13	-75,525	6,394	2433,736
U3	2	13	-75,543	6,106	2654,453
U4	2	13	-75,634	6,016	2138,119
U5	2	13	-75,435	6,394	1423,356
A1	2	17	-75,018	6,358	1203,418
A2	2	17	-75,018	6,340	1153,965
A3	2	17	-74,946	6,286	961,700
A4	2	17	-75,923	6,843	1670,928
A5	9	17	-75,887	6,771	690,419
A6	2	17	-74,168	5,530	1169,196
A7	2	17	-74,041	5,926	1429,251
T-1	2	17	-74,855	7,041	464,207
T-2	10	17	-75,308	7,741	120,482
T=1	2	13	-75,489	6,376	1499,872
T=2	2	13	-75,525	6,340	1504,556
T+1	7	7	-75,326	4,881	5111,300
T+2	7	7	-75,362	4,827	4831,532
T+3	10	10	-75,308	4,899	4570,251

4.3.1. Análisis exploratorio

Tomando las series de tiempo asociadas a los puntos de análisis propuestos (Ver Tabla 4-1), se estiman la mediana y el rango intercuartil, los cuales son estadísticos no paramétricos robustos y resistentes, para las variables superficiales.

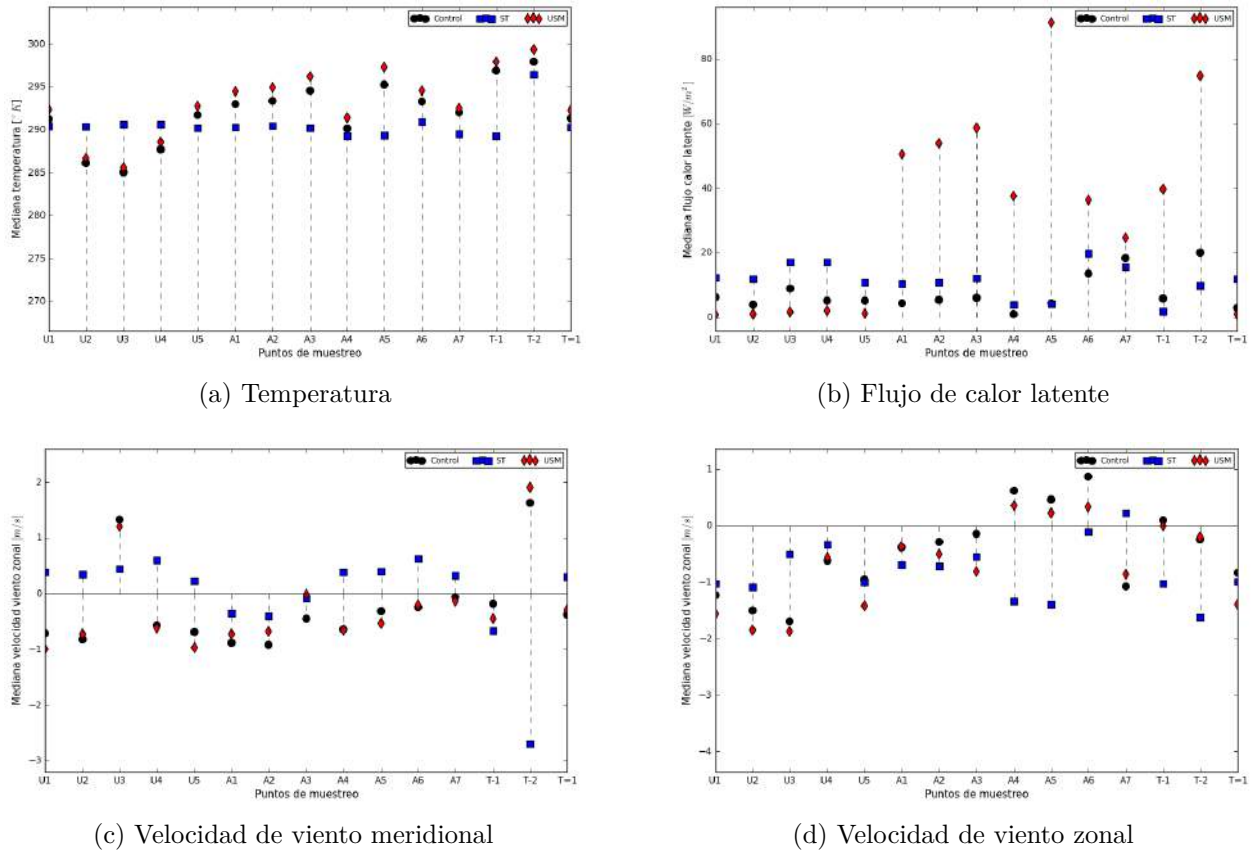


Figura 4-19: Mediana de las diferentes variables superficiales: en negro la simulación de control, en rojo el escenario 1 Uso Suelo Modificado (USM) y en azul el escenario 2 Sin Topografía (ST). Las líneas negra verticales representan la separación entre los diferentes grupos de datos.

En la Figura 4-19a, los puntos a los cuales se les modifica el uso del suelo, sin diferenciar cuerpos de agua o zonas urbanas, la mediana aumenta máximo $2^{\circ}K$. Dicha tendencia no se observa en los puntos T+1, T+2 y T+3, ya que conservan su uso del suelo original. Con respecto al escenario 2, las medianas permanecen constantes, aproximadamente en $291^{\circ}K$, lo cual indica que la medida de tendencia central está modulada por la altura sobre el nivel del mar. La mediana del punto T-2 no muestra dicho comportamiento ya que se encuentra por fuera del área afectada en el escenario 2. En la Figura 4-19b, el comportamiento más representativo es el observado en los puntos que se modifican en el uso del suelo por cuerpos de agua (A1 al A7 y T-1 y T-2), sin importar el uso de suelo original. La tendencia se ve representada en el aumento significativo en la mediana del flujo del calor latente, lo cual, como se mencionó anteriormente, está asociado a la alta disponibilidad de agua para ser eva-

porada. En las Figuras 4-19c y 4-19d, se ven evidencias de cambios de dirección del viento zonal y meridional en el escenario 2, asociadas a los cambios de signo en la mediana con respecto a la simulación de control. Con respecto al escenario 1, los cambios en la mediana no muestran un comportamiento claro.

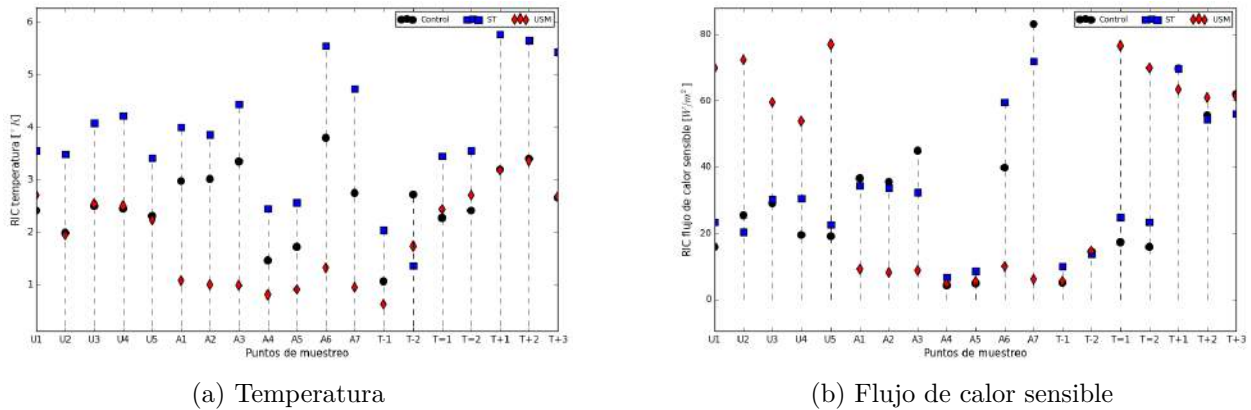


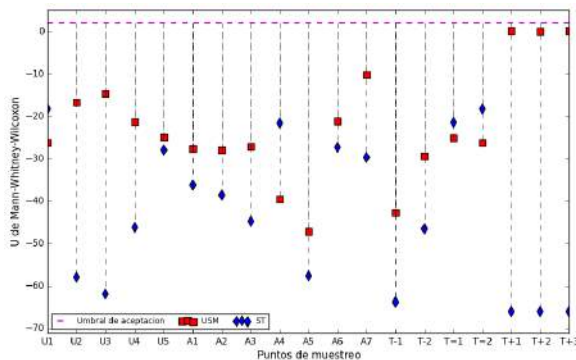
Figura 4-20: Rango intercuartil de las diferentes variables superficiales: en negro la simulación de control, en rojo el escenario 1 Uso Suelo Modificado (USM) y en azul el escenario 2 Sin Topografía (ST). Las líneas negras verticales representan la separación entre los diferentes grupos de datos.

La Figura 4-20a, muestra una disminución en la varianza de los datos cuando el uso del suelo es modificado por cuerpos de agua, lo cual está asociado a su calor específico, dado que aumenta y disminuye su temperatura en periodos de tiempo más largos sin alcanzar temperaturas extremas a lo largo del día. En la Figura 4-20b, en los puntos cuyo uso del suelo se modifica por zonas urbanas, se observa un aumento en la varianza debido a las modificaciones de los parámetros que se hacen en el NOAH-LSM para mejorar la representación del suelo urbano. Dicha varianza está asociada a los cambios súbitos del flujo de calor sensible entre el día y la noche, que corresponden a los cambios de temperatura. El efecto contrario se observa en puntos cuyo uso del suelo se modifica por cuerpos de agua. La varianza del flujo de calor sensible disminuye considerablemente.

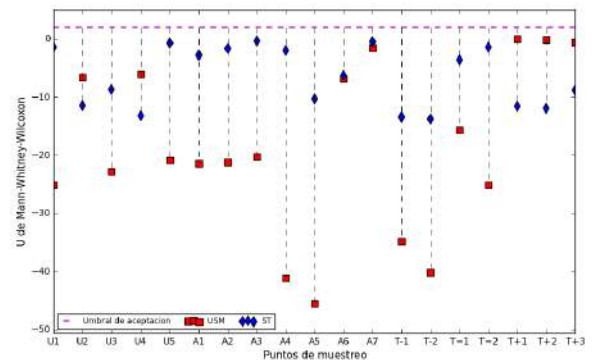
4.3.2. Prueba de significancia estadística

Se utiliza la prueba de *Mann-Whitney*, la cual fue descrita en la Sección 3.2.2, que se aplica a las variables de diagnóstico superficiales incluyendo la temperatura, flujo de calor

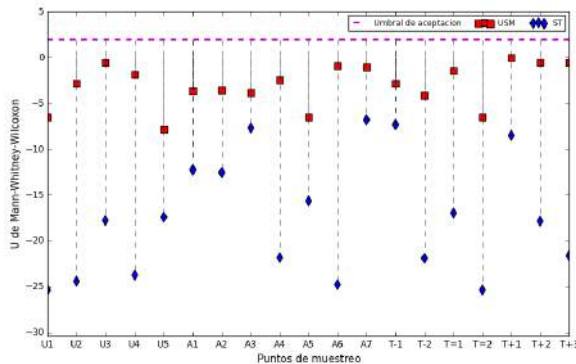
latente, flujo de calor sensible y velocidad de viento zonal y meridional, en los puntos de muestreo (Ver Tabla 4-1). La hipótesis nula planteada es: *No existen diferencias significativas en las variables de diagnóstico de la simulación de control y cada uno de los escenarios propuestos*, y la hipótesis alterna es: *Al realizar modificaciones en el uso del suelo y topografía, las variables de diagnóstico en cada escenario, son significativamente diferentes respecto a la simulación de control*.



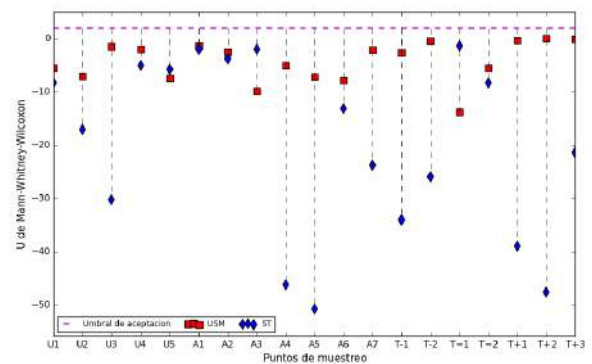
(a) Temperatura



(b) Flujo de calor latente



(c) Velocidad de viento meridional



(d) Velocidad de viento zonal

Figura 4-21: Resultado de la prueba estadística *U de Mann-Whitney*: en rojo el escenario 1 Uso Suelo Modificado (USM) y en azul el escenario 2 Sin Topografía (ST). La línea verde punteada representa el valor umbral para aceptar la hipótesis nula.

En la Figura 4-21, se observa el valor del estadístico de prueba U modificado en Z . Para las diferentes variables de diagnóstico utilizadas, en el eje de las abscisas se despliegan cada uno de los puntos de muestreo representados por su ID (Ver Tabla 4-1). Se rechaza la hipótesis nula en todas las variables y en todos los puntos de muestreo ya que el estadístico de prueba siempre es menor que 1,96, por lo tanto se puede concluir que las diferencias entre

los valores de la simulación de control y cada uno de los escenarios propuestos son significativamente diferentes, ya que no pertenecen a la misma distribución estadística.

4.4. Escenario 3: Anulación de la humedad del suelo en las condiciones de borde

La humedad en el suelo es una variable que está relacionada indirectamente con la precipitación, ya que es una de las fuentes de agua disponibles para ser evapotranspirada, según sea el enfoque de interacción suelo-atmósfera utilizado (Ver Sección 3.1.3). La transpiración y la evaporación directa del suelo se ven afectadas con las variaciones de humedad en suelo, lo cual se ve reflejado en la cantidad de vapor de agua en la atmósfera y en la cantidad de agua precipitable.

En la Figura 4-22 se muestra el ciclo anual de la humedad del suelo en la capa superficial en la zona continental del dominio externo. La escala de colores varía de acuerdo al contenido de humedad volumétrico de 0 a 0.5, donde 1 representa la saturación. La variación mes a mes es muy baja, por lo que se observa que la humedad aumenta de enero a junio y decrece de junio a diciembre. Los máximos de humedad en el suelo en Colombia se observan en la costa pacífica y en el pie de monte de la Cordillera Oriental en el mes de junio, y los mínimos en la costa Caribe y los Llanos Orientales en febrero. La variación intranual de la humedad del suelo en el dominio continental debería estar ligada al movimiento latitudinal de la ZCIT y dicha afirmación no se reflejó en la Figura 4-22.

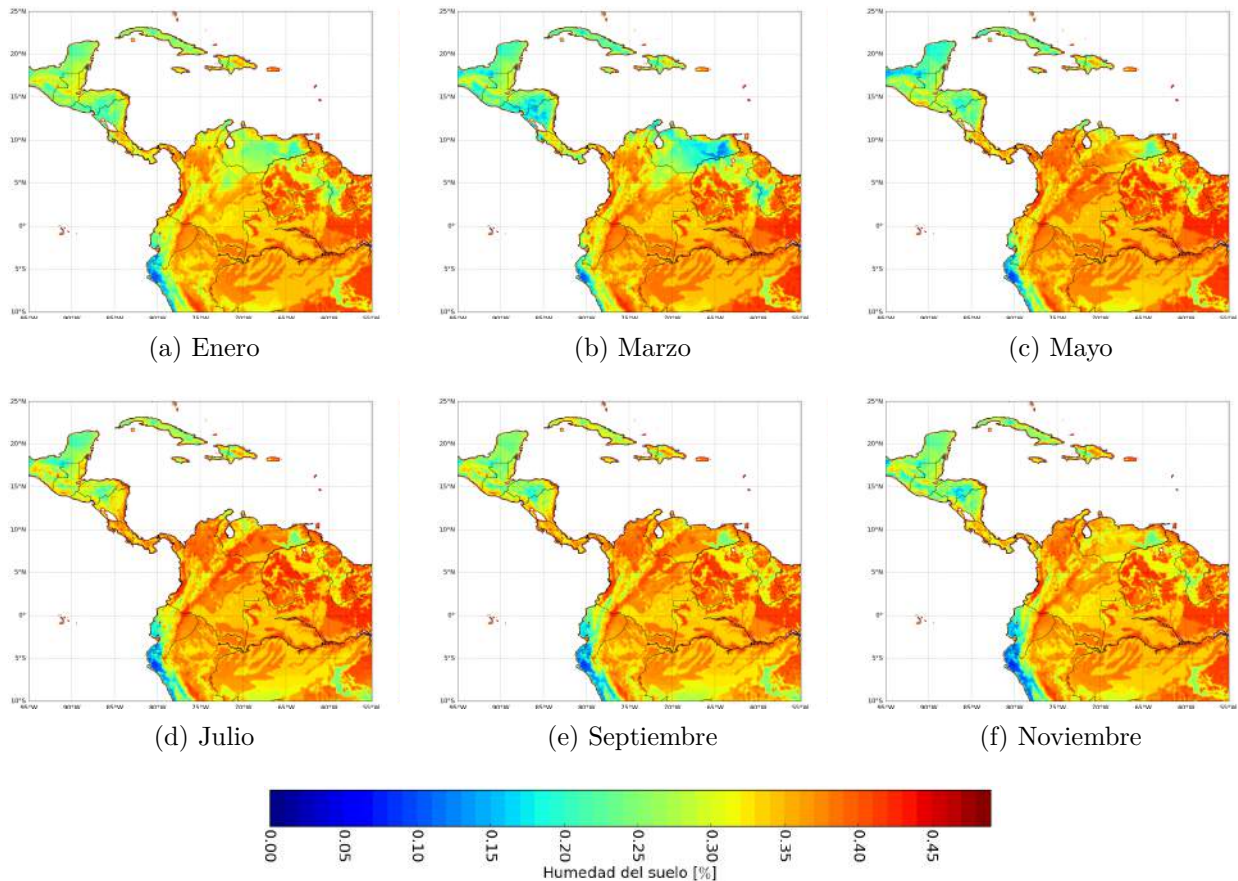


Figura 4-22: Ciclo anual de humedad en la capa superficial del suelo para el dominio continental.

Se usa una metodología similar a la descrita en la Sección 2.1.1, cuya única variación es que la humedad del suelo toma el valor de cero en sus 4 niveles verticales y sobre el territorio continental del dominio interno. El periodo de simulación es del 29 de mayo a las 00:00 al 2 de julio a las 21:00 y del 29 de octubre a las 00:00 al 2 de diciembre a las 21:00. Se utiliza la misma configuración descrita en la Sección 2.1.1, para la cual, como se mencionó anteriormente, los archivos de las condiciones de borde deben estar en formato GRIB1 o GRIB2, y las variables que se debe modificar son *SM000010*, *SM010040*, *SM040100* y *SM100200*; cada una de ellas representa la humedad en cada capa de suelo.

En las Figuras 4-23 y 4-24 se muestran los mapas de precipitación acumulada para junio y noviembre respectivamente. La primera línea en ambas figuras muestra el acumulado para el día 5, 15 y 25 de cada mes en la simulación de control; la segunda línea es el acumulado

para los mismos días del escenario 3. En ambas figuras se observa la abismal diferencia entre los acumulados de precipitación, siendo el de menor magnitud junio ya que es un mes con acumulados más bajos que noviembre. Sin embargo, la diferencia puntual de los acumulados de precipitación es hasta de 200mm en el día 25 e incluso si nos olvidamos de la magnitud de los acumulados puntuales, la representación de la distribución espacial de la precipitación en el escenario 3 es demasiado pobre, inhibe completamente la precipitación en el valle de Aburrá y en el costado noroccidental del dominio interno.

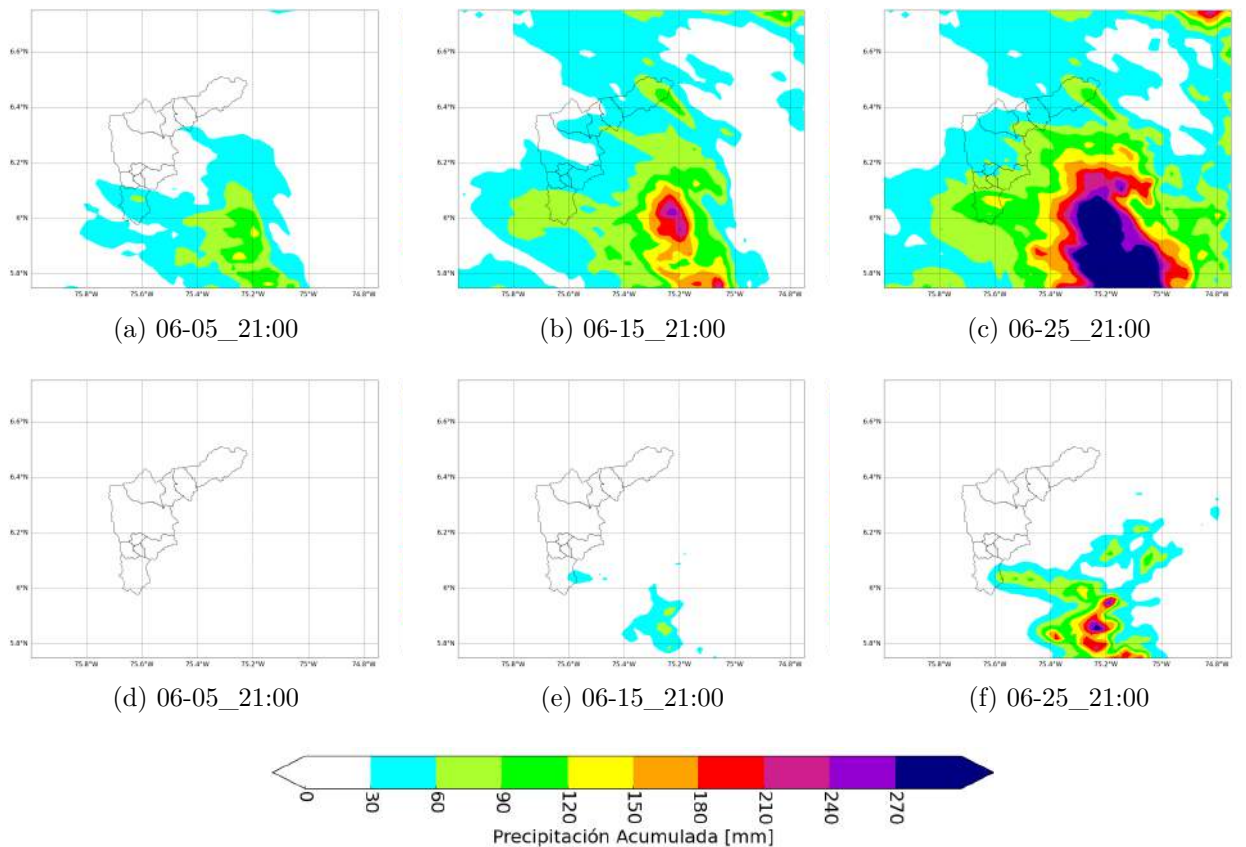


Figura 4-23: Precipitación acumulada para el 5, 15 y 25 de junio: en la primera línea se observa la simulación de control y en la segunda línea el escenario 3.

En el mes de noviembre (Ver Figura 4-24) los resultados son más críticos. La diferencia entre los acumulados en el día 25 pueden llegar hasta 300mm y en cuanto a la distribución espacial la representación del escenario 3 sigue siendo pobre, aunque a diferencia del mes de junio desarrolla precipitación al interior del valle de Aburrá y al norte del dominio.

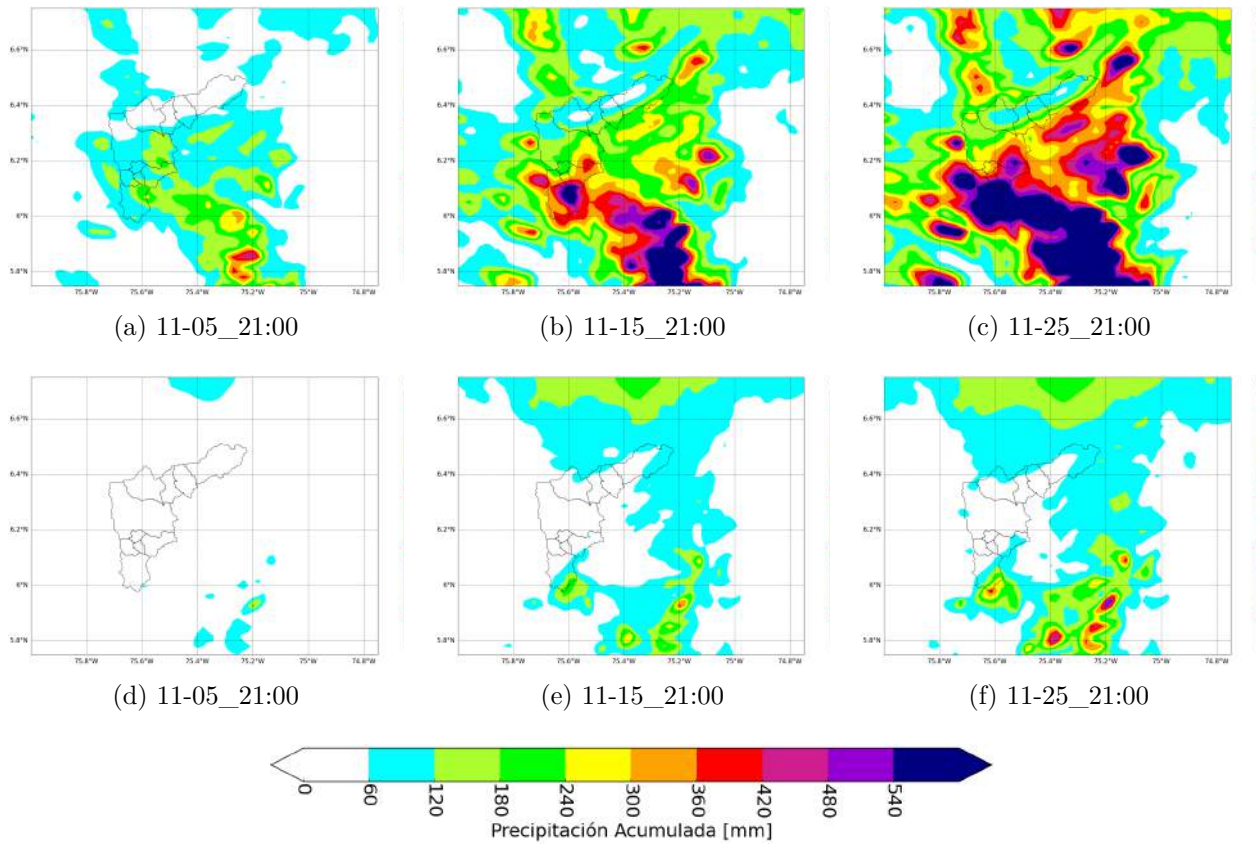


Figura 4-24: Precipitación acumulada para el 5, 15 y 25 de noviembre: en la primera línea la simulación de control y en la segunda línea el escenario 3.

La reducción de la precipitación como respuesta a la anulación de la humedad del suelo en las condiciones de borde, puede explicarse con la disminución en magnitud del flujo de calor latente como se muestra en la 4-25. En la primera línea se muestra el ciclo diario de calor latente en puntos con diferente uso del suelo, donde se observa que la variabilidad del ciclo diario se conserva; sin embargo, se reduce considerablemente la magnitud en las horas cercanas al máximo diario de radiación. En la segunda línea de la Figura 4-25 se muestra el ciclo diario de precipitación en los mismos puntos, donde se observa que probablemente, como respuesta a la disminución del flujo de calor latente, la precipitación se inhibe casi completamente en las horas de la tarde.

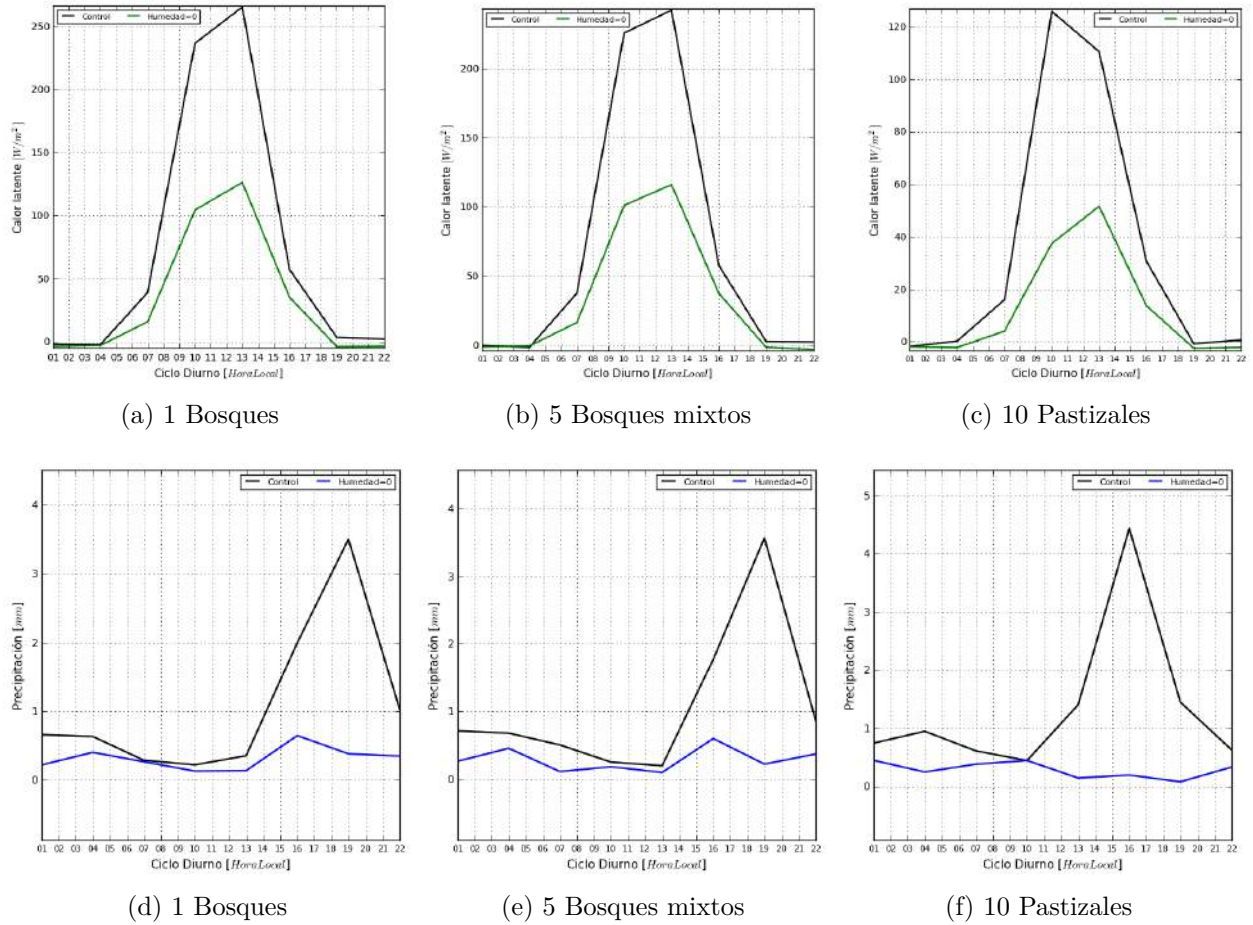


Figura 4-25: Ciclo diurno calor latente en la primera línea y precipitación en la segunda línea para puntos con diferente uso del suelo: 1 bosques, 5 bosques mixtos y 10 pastizales.

Si se habla de la evapotranspiración como la suma de la evaporación directa del suelo, la transpiración y la evaporación de la precipitación interceptada por la vegetación, como se describe en la Sección 3.1.3, la anulación de la humedad del suelo en las condiciones de borde se ve reflejada directamente en la disminución en la transpiración y la evaporación directa del suelo, las cuales afectan la cantidad de humedad que se transfiere de la superficie a la atmósfera (Ver Figura 4-25), disminuyendo así la cantidad de vapor de agua en esta, lo cual repercute directamente en la cantidad de agua precipitable. El volumen de agua que finalmente cae sobre la superficie es infiltrada ya que el suelo tiene mayor capacidad infiltración debido a que la humedad en ese momento es cercana a cero. El ciclo se repite y se convierte en proceso de retroalimentación positiva donde la precipitación, cuya fuente es la evapotranspiración, se reduce con cada paso de tiempo.

Capítulo 5

Discusión y Conclusiones

El éxito del desarrollo sostenible de la región está condicionado, sin duda, por una gestión ambientalmente coherente del recurso hídrico, energético y de riesgos, para lo cual a su vez se requieren las mejores herramientas que permitan comprender la variabilidad en múltiples escalas espaciales y temporales de la precipitación en la región. En el caso ideal, dicha comprensión debe partir del planteamiento de teorías robustas y de observaciones de alta resolución y amplio periodo de registro que validen o controviertan dichas teorías. Sin embargo, en ocasiones ni existen las observaciones requeridas ni las teorías son aun lo suficientemente sólidas y por tanto el método científico, esbozado de manera implícita en la frase anterior, admite la construcción de modelos generalmente dinámicos, detallados o idealizados que permitan aproximaciones a las preguntas. Si dichos modelos parten y se ciñen al conocimiento limitado, suelen también ser útiles para generar pronósticos de condiciones futuras bajo estrictos conjuntos de condiciones iniciales y de borde. Una de las áreas donde la combinación de teorías, datos y modelación global y regional es requerida es justamente las ciencias atmosféricas, donde la complejidad asociada al gran número de grados de libertad demanda la construcción de modelos numéricos que acompañen el desarrollo del conocimiento y la generación de pronósticos para aplicaciones en la sociedad.

Como se mencionó en el comienzo del presente documento, uno de los mayores retos en modelación meteorológica regional es la generación de pronósticos operacionales acertados para uso de la comunidad en general. El Sistema de Alerta Temprana de Medellín y el Valle de Aburrá (SIATA) implementó en septiembre de 2013 un modelo de predicción numérica de última generación desarrollado por el *National Center for Atmospheric Research's (NCAR)*, llamado *Weather Research Forecast (WRF)*, como modelo de pronóstico meteorológico operacional. El continuo desarrollo y mejoramiento de dichos pronósticos con el objetivo de disminuir la vulnerabilidad de la población afectada a eventos extremos, requiere

entre otras, estrategias de asimilación de datos de diferentes variables meteorológicas y del planteamiento de experimentos, escenarios y configuraciones alternas que permitan conocer de manera detallada la representatividad del modelo en nuestra zona, siendo esta última estrategia la que direcciona el presente trabajo, en el cual se plantea una la metodología experimental de simulación climatológica para estudiar el impacto de la cobertura superficial en el comportamiento de la atmósfera al igual que el estudio del desempeño de diferentes parametrizaciones de interacción vegetación-suelo-atmósfera en la modelación regional.

En general, la metodología propuesta e implementada, luego de ser evaluada, demostró que los resultados obtenidos son consistentes con el comportamiento climatológico de las variables de diagnóstico para ambos dominios y que al realizar cambios en las condiciones de frontera, parámetros invariantes, configuración de dominios y parametrizaciones, los resultados obtenidos representan adecuadamente las modificaciones realizadas. Además se demostró que es posible hacer modificaciones reales o idealizadas en cualquiera de las variables de las condiciones de frontera (o introducir forzadores) y que continúen siendo evaluables mediante el modelo WRF. Así mismo, se evaluó la posibilidad de tener configuraciones con dominios anidados que si bien no cumplen todas las recomendaciones, son más eficientes en cuanto al costo computacional y al tiempo de simulación.

A pesar de la relativa poca cantidad de años con los que se construyó la climatología del dominio continental, los resultados reflejan adecuadamente los rasgos más representativos de la climatología de la zona de estudio incluyendo el ciclo anual de la circulación de vientos superficiales sobre el mar Caribe y la costa Pacífica de Colombia y Ecuador (Alisios del sureste y noreste) y el ciclo anual de temperatura superficial asociado al movimiento latitudinal del sol. La simulación en la cual se utilizaron las condiciones de frontera medias y sin ninguna modificación, a la cual denominamos *control*, representa adecuadamente la variabilidad de la temperatura superficial (máximo a las 13:00) y la precipitación (máximo a las 19:00 y mínimo en las horas de la mañana); la magnitud de temperatura se encuentra afectada por diferencia entre la altura real y la altura del modelo. Los resultados encontrados al comparar los perfiles simulados de temperatura, humedad relativa, velocidad de viento zonal y meridional, con radiosondeos, muestran un comportamiento similar de la temperatura y la humedad relativa en toda la columna atmosférica, sin embargo, en la velocidad de viento zonal y meridional por encima de los 400 *hPa* es completamente diferente y por lo tanto, es válido afirmar que el supuesto bajo el cual se plantea la metodología experimental es verdadero y que la configuración de dominios propuesta no genera inestabilidades numéricas asociadas al cambio abrupto en la resolución espacial de del dominio continental y local.

Al evaluar el desempeño de las parametrizaciones de interacción suelo-atmósfera NOAH-LSM, RUC, P-X y DT, se demostró que el enfoque que mejor representa el comportamiento climatológico del dominio local es el NOAH-LSM, dado que es la única que incorpora modificaciones a la hora de representar las zonas urbanas y que en estas zonas es donde se observan las mayores diferencias entre parametrizaciones; dicha parametrización es la utilizada en el modelo de pronóstico del SIATA. Sin embargo, el enfoque de Pleim-Xiu, arroja resultados aceptables en zonas cuyo uso del suelo no es urbano; esta sería una buena posibilidad si se deseara hacer pronóstico o ejecuciones climatológicas sobre zonas rurales con bajo costo computacional dado la simplicidad de dicha parametrización. La parametrización RUC, a pesar de ser un modelo de segunda generación e igual de complejo al NOAH-LSM, no genera resultados satisfactorios, los cuales pueden estar asociados a una mala representación del flujo de calor latente, como se evidencia en los histogramas y mapas de la relación de Bowen y en los ciclos diurnos de calor latente, para suelos urbanos y suelos con poca vegetación. El modelo de difusión térmica es un modelo de primera generación que no tiene en cuenta el efecto de la vegetación ni de la humedad del suelo. A pesar de esto, los resultados ofrecidos por esta parametrización son más consistentes y cercanos a la simulación de control que los obtenidos con el RUC.

En el primer escenario, usos del suelo modificado (USM), las zonas urbanas y los cuerpos de agua generan cambios cuyo impacto está asociado con el área superficial modificada y se ve reflejado en las variables superficiales como temperatura, velocidad de viento zonal meridional, tal como se observa en la distribución espacial del RMSE, calculado respecto a la simulación de control la cual utiliza la parametrización NOAH-LSM; para ambos usos de suelo se evalúa el impacto en la estabilidad atmosférica usando el índice CAPE, donde finalmente se observa que en las nuevas zonas urbanas la atmósfera a lo largo del día se conserva estable y que sobre los nuevos cuerpos de agua la estabilidad es similar a la observada con el uso del suelo original. Los cambios más representativos se observan en la temperatura superficial, la cual está relacionado con los parámetros termodinámicos de cada cobertura, como por ejemplo la capacidad calórica que en el caso de los cuerpos de agua hace que se necesite mayor cantidad de energía para aumentar su temperatura, lo cual se ve reflejado en las diferencias de temperatura en el ciclo diurno; en el caso de las zonas urbanas la temperatura a lo largo del día siempre será mayor, esto se debe a que el submodelo NOAH-LSM incorpora algunos cambios en los parámetros termodinámicos de dicho uso del suelo haciendo la representación de las zonas urbanas sea más realista, lo cual se ve reflejado en el aumento de la temperatura y la disminución de la precipitación asociada a la reducción del flujo de

calor latente.

El segundo escenario en el cual la altura sobre el nivel del mar de una región al interior del dominio local fue reducida o aumentada a 1500 *msnm*, el impacto de dicho forzador se ve reflejado en la reducción de la variabilidad de la circulación de viento superficial, la cual únicamente es modulada por el ciclo anual de los vientos Alisios y la rugosidad de la superficie asociada al uso del suelo, las corrientes de ladera (anabáticos y catabáticos) desaparecen completamente; además es posible observar la relación inversa entre la topográfica y la temperatura superficial, la magnitud de la diferencia de temperatura está asociada a la magnitud de la diferencia de topografía, lo cual quiere decir que los lugares más afectados son aquellos que su altura real se encuentra más alejada del valor de referencia; al remover la topografía el calentamiento sobre la superficie es uniforme, lo cual se ve reflejado en el ciclo diurno de omega (velocidad de viento vertical), en las horas donde (madrugada) no hay calentamiento es casi nula, en las horas de la tarde y la noche aumenta considerablemente de manera muy uniforme y sin tener en cuenta el ascenso generado por la topografía, lo cual también se evidencia en los mapas de CAPE, este comportamiento uniforme finalmente se verá reflejado en el cambio de los patrones de precipitación al interior del dominio local, resaltando la importancia del papel de la topografía en la actividad convectiva en la región.

El tercer escenario, en el cual las condiciones de frontera fueron modificadas reduciendo a cero la humedad en el suelo, tuvo como resultado más representativo la considerable disminución de los acumulados de precipitación en el dominio local, siendo más crítico en noviembre, en el cual se registran los máximos acumulados en la simulación de control; una posible explicación a la disminución de la precipitación está asociada a los cambios observados en el flujo de calor latente, el cual disminuye considerablemente a lo largo del día, ya que no hay una fuente de agua para el caso de la transpiración y la evaporación directa del suelo.

Finalmente es importante subrayar que la metodología propuesta, implementada y evaluada en el presente trabajo de investigación, puede ser extendida a muchas otras aplicaciones según las necesidades definidas para cada sector, problema o usuario. De esa manera es posible diseñar escenarios dependiendo de la pregunta a la cual se quiere dar respuesta pues los escenarios planteados son una muestra del alcance de dicha metodología.

Bibliografía

- J. G. R. Bayona, E. Rodriguez, and J. Ortíz. Space-Time Characterization of the Surface Wind Fields Over the Colombian Pacific and Gulf of Panama Using Remote Sensing and in Situ Data. *Boletín Científico CCP*, (14):49–68, 2007.
- Bhumralkar. Numerical experiments on the computation of ground surface temperature.pdf. *Journal of Applied Meteorology*, 14:13, 1974.
- I. S. Bowen. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Physical review*, 27:779–787, 1926.
- R. B. Clapp and G. M. Hornberger. Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resources Research*, 14(4):601, 1978.
- L. Cuo, T. C. Pagano, and Q. J. Wang. A Review of Quantitative Precipitation Forecasts and Their Use in Short- to Medium-Range Streamflow Forecasting. *Journal of Hydrometeorology*, 12(5):713–728, 2011.
- J. W. Deardorff. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *Journal of Geophysical Research*, 83(C4):1889–1903, 1978.
- R. E. Dickinson. Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. *Climate Processes and Climate Sensivity*, 29:58–72, 1974.
- J. Dudhia. A multi-layer soil temperature model for MM5. *National Center for Atmospheric Research*, pages 49–55, 1996.
- H. T. L. Huong and a. Pathirana. Urbanization and climate change impacts on future urban flooding in Can Tho city, Vietnam. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(1):379–394, 2013. ISSN 1607-7938.

- X. Jiang, C. Wiedinmyer, F. Chen, Z.-L. Yang, and J. C.-F. Lo. Predicted impacts of climate and land use change on surface ozone in the Houston, Texas, area. *Journal of Geophysical Research*, 113(D20):D20312, 2008.
- J. Jin, N. L. Miller, and N. Schlegel. Sensitivity Study of Four Land Surface Schemes in the WRF Model. *Advances in Meteorology*, 2010:1–11, 2010.
- D. Khvorostyanov, L. Menut, and J. Dupont. The Role of WRF Land Surface Schemes on Weather Simulations in Paris Area. *Laboratoire de Meteorologie Dynamique IPSL*, 2010.
- S.-J. Lee, J. Kim, and C.-H. Cho. An automated monitoring of atmospheric mixing height from routine radiosonde profiles over South Korea using a web-based data transfer method. *Environmental Monitoring and Assessment*, 186:3253–3263, 2014. ISSN 0167-6369. doi: 10.1007/s10661-014-3615-y.
- G. E. Leon, J. A. Zea, and J. A. Eslava. Circulacion General Del Tropico Y La Zona De Confluencia. *Meteorología Colombiana*, 1:31–38, 2000.
- Z. Li, X. Deng, Q. Shi, X. Ke, and Y. Liu. Modeling the impacts of boreal deforestation on the near-surface temperature in european Russia. *Advances in Meteorology*, 2013, 2013.
- Y. Liu, F. Chen, T. Warner, S. Swerdlin, J. Bowers, and S. Halvorson. Improvements to surface flux computations in a non-local-mixing pbl scheme, and refinements to urban processes in the noah land-surface model with the NCAR/A TEC real-time FDDA and forecast system. *Bulletin of the American Meteorological Society*, (303):2371–2378, 2004.
- S. Manabe. Climate and the Ocean circulation 1. The atmospheric circulation and the Hydrology or the Earth's surface. *Monthly Weather Review*, 97(1):739–774, 1969.
- B. E. Mapes, T. T. Warner, and M. Xu. Diurnal Patterns of Rainfall in Northwestern South America. Part III: Diurnal Gravity Waves and Nocturnal Convection Offshore. *Monthly Weather Review*, 131(5):830–844, 2003.
- N. U. D. o. C. National Centers for Environmental Prediction, National Weather Service. Ncep fnl operational model global tropospheric analyses, continuing from july 1999, 2000.
- NCAR. *Version 3 Modeling System User's Guide January 2014*. Number January. 2014.
- G. Y. Niu, Z. L. Yang, K. E. Mitchell, F. Chen, M. B. Ek, M. Barlage, A. Kumar, K. Manning, D. Niyogi, E. Rosero, M. Tewari, and Y. Xia. The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 1. Model description and evaluation with

- local-scale measurements. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(12):1–19, 2011.
- J. Noilhan and S. Planton. A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models, 1989.
- G. Poveda. La hidroclimatología de Colombia: una síntesis desde la escala inter-decadal hasta la escala diurna. *Ciencias de la Tierra*, 28:202–222, 2004.
- P. J. Sellers. Modeling the Exchanges of Energy, Water, and Carbon Between Continents and the Atmosphere. *Science*, 275:502–509, 1997.
- J. Shukla, C. Nobre, and P. J. Sellers. Amazon Deforestation and climate Change. *Science*, 247:1322–1325, 1990.
- SIGOT. Sistema de Información Geográfica para la Planeación y el Ordenamiento Territorial. Recuperado de <http://sigotn.igac.gov.co/>, 2015.
- T. Smirnova and J. Brown. Performance of Different Soil Model Configurations in Simulating Ground Surface Temperature and Surface Fluxes. *Review, Monthly Weather*, 125:1870–1884, 1996.
- X. Y. Wang and K. C. Wang. Estimation of atmospheric mixing layer height from radiosonde data. *Atmospheric Measurement Techniques*, 7:1701–1709, 2014. ISSN 18678548. doi: 10.5194/amt-7-1701-2014.
- A. Xiu and J. Pleim. Development of a land surface model. Part I: Application in a mesoscale meteorological model. *Journal of Applied Meteorology*, pages 192–209, 2001.
- L. Zong-Yang and R. E. Dickinson. Description of the Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) for the soil moisture Workshop and evaluation of its performance.pdf. *Global an planetary change*, 3:117–134, 1996.