



Altura de la Capa de Mezcla en un área urbana, montañosa y tropical

Caso de estudio: Valle de Aburrá (Colombia)

José Fernando Jiménez Mejía

Universidad de Antioquia
Facultad de Ingeniería
Medellín, Colombia
2016

Altura de la Capa de Mezcla en un área urbana, montañosa y tropical

Caso de estudio: Valle de Aburrá (Colombia)

José Fernando Jiménez Mejía

Tesis presentada como requisito parcial para optar al título de
Doctor en Ingeniería

Director:
Ph.D. Carlos A. Palacio T.

Línea de Investigación: Física atmosférica
Universidad de Antioquia
Facultad de Ingeniería
Medellín, Colombia
2016

%

**A los amigos,
todos**

Agradecimientos

Esta investigación fue posible gracias al apoyo institucional de la Universidad Nacional de Colombia – Sede Medellín, la cual otorgó la comisión de estudios, y de la Facultad de Minas que respaldó ese apoyo. Agradezco también a la Universidad de Antioquia pues, mediante el convenio marco con la Universidad Nacional, otorgó a este investigador una beca de estudios. En particular, es grande mi gratitud con la profesora Teresita Betancur y el profesor Carlos Palacio. Este último, a pesar de sus múltiples ocupaciones, aceptó ser el asesor de este trabajo, y fue siempre receptivo y constructivo con la propuesta y su posterior desarrollo.

Debo una mención al Municipio de Medellín y a su Programa Enlazamundos, por el apoyo económico a mi pasantía de doctorado en los Estados Unidos. Y al *National Center for Atmospheric Research* pues aceptó mi solicitud como pasante en Boulder-Colorado por un año, bajo la dirección del doctor Fei Chen. En particular, agradezco a los doctores Fei Chen, Mukul Tewari, Margaret Lemone, Michael Duda y Michael Barlage su respaldo en muchos momentos difíciles de mi pasantía en Colorado. También en NCAR conocí al profesor Jason Ching, una persona muy amable y generosa.

Agradezco igualmente: al Sistema de Alerta Temprana (SIATA) por su colaboración con el suministro de información, y especialmente al doctor Carlos David Hoyos y a la ingeniera Laura Herrera, quienes atendieron mis numerosas solicitudes de datos. Al Grupo Láseres y Espectroscopía Óptica (GLEO) de la Universidad Nacional de Colombia, por compartirme sus dificultades y avances en las investigaciones, y facilitarme el acceso a la información; particularmente al doctor Alvaro Bastidas, director del grupo, y a los investigadores Daniel Nisperuza, Andrés Bedoya, Dairo Alegría y Mauricio Múnera. Al Laboratorio de Calidad del Aire (CALAIRE), dirigido por la profesora Carmen Elena Zapata; a ella, al ingeniero Mauricio Ramírez y a todo el grupo de técnicos e investigadores, porque me brindaron su apoyo y comprensión en numerosas ocasiones.

Al Area Metropolitana del Valle de Aburrá y las oficinas de catastro del municipio de Medellín y del departamento de Antioquia, quienes facilitaron información urbanística del área metropolitana y, con mayor detalle, de la ciudad de Medellín. También Empresas Públicas de Medellín y el IDEAM proporcionaron la información hidrometeorológica utilizada en los primeros ejercicios de aproximación a la validación del modelo numérico WRF.

A mis colegas en el Departamento de Geociencias y Medio Ambiente de la Facultad de Minas. En particular, manifiesto mi gratitud a los profesores Andrés Ochoa y Verónica Botero, Oscar Mesa y Germán Poveda. No olvidaré nunca que, junto a ellos, estuvieron algunos estudiantes, entre los que no dudo en mencionar con especial aprecio a la ingeniera Laura Flórez y al ingeniero Alejandro Martínez, sin cuya colaboración este trabajo no hubiera sido posible.

La edición final de este documento se realizó también con la ayuda de los estudiantes Santiago Ospina y Sebastián Echavarría; y del artista Juan Alejandro Ruiz, quien contribuyó a ilustrar este documento.

Finalmente quisiera agradecer a mi familia y a mis amigos más próximos. Como la lista es grande ni la empiezo; ellos sabrán comprender. Y terminaría aquí mismo esta declaración si no fuera por los inefables sentimientos de gratitud hacia Ana María, Jorge Alberto y Circe; debo a ellos el regalo imponderable de su amistad, y no puedo quedarme callado al respecto.

Y gracias al cielo y a las nubes, ¡esas maravillosas nubes!...

Resumen

La altura de la capa de mezcla es un parámetro fundamental para la modelación de los procesos de dispersión de contaminantes en la capa límite atmosférica. Las características y el comportamiento de la altura de la capa de mezcla son diferentes según se trate de un área urbana o rural, debido a la fuerte heterogeneidad en la rugosidad y los materiales del terreno, y a las alteraciones en los balances de energía, que afectan las condiciones locales y micrometeorológicas de los ambientes urbanos. En consecuencia, estas áreas urbanas requieren un análisis no convencional, según se deduce de los recientes estudios en climatología urbana desarrollados principalmente en Europa y los Estados Unidos. Esta investigación está orientada al estudio de la altura de la capa de mezcla en la región metropolitana del Valle de Aburrá (Colombia), donde, en buena medida debido a factores topográficos, la circulación de contaminantes es débil y la calidad del aire es deficiente, como se puede constatar en los registros históricos tomados durante los últimos treinta años. Para tal efecto se ha configurado el sistema WRF-urbano con un esquema de dosel de una sola capa, y los resultados de las simulaciones se contrastan con datos de la altura de la capa de mezcla estimados con base en un sistema LIDAR y un ceilómetro ubicados cerca del centro de la ciudad de Medellín. Las características tropicales, montañosas y urbanas del área de estudio convierten este caso en un referente metodológico de interés para el análisis de la capa límite convectiva y la calidad del aire en otras ciudades andinas de Colombia y otros países latinoamericanos, principalmente.

Palabras clave: altura de la capa de mezcla, capa límite atmosférica, climatología urbana, meteorología de montañas, calidad del aire.

Abstract

The height of the mixing-layer is a fundamental parameter in the modeling of the pollutant dispersion processes in the atmospheric boundary layer. The characteristics and behavior of the height of the urban mixing layer are different than the rural mixing layer due to the high terrain heterogeneity of roughness and materials, and alterations of energy balances, affecting the local and micro meteorological conditions in the urban environments. In consequence, the urban areas require non-conventional analysis, as we can conclude from the recent urban climatological studies mainly done in Europe and United States. The present research focuses on the study of the mixing height in the metropolitan region of the Aburrá valley (Colombia), where, largely owing to topographic factors, the pollutant circulation is weak and the urban air quality is deficient, as can be seen in the records over the last 30 years. For this purpose we set the WRF-urban system coupled with the Single Layer Urban Canopy Model, and the simulation results are compared with the height of the mixed layer estimated from data of a LIDAR system and a ceilometer, both located near the center of Medellin city. The tropical, mountainous and urban characteristics of the study case convert it in a methodological reference relevant to the analysis of the convective boundary layer and air quality mainly for other Andean cities of Colombia and other Latin American countries.

Keywords: atmospheric mixing height, atmospheric boundary layer, urban climatology, mountain meteorology, air quality.

Contenido

Agradecimientos	VII
Resumen	IX
Lista de figuras	XV
Lista de tablas	XXIII
Lista de símbolos	XXIV
1. Introducción	1
2. Ciudades de montaña	5
2.1. El clima en las ciudades	5
2.1.1. El concepto de las Zonas Climáticas Locales	6
2.1.2. Variabilidad climática en ciudades de montaña	9
2.1.3. Fenómenos climáticos urbanos inducidos por la topografía	11
2.2. El clima en las montañas de Antioquia (Colombia)	14
2.2.1. El relieve antioqueño	15
2.2.2. Nota breve sobre el clima antioqueño	18
2.2.3. Características urbanas del valle de Aburrá	22
3. La Capa de Mezcla en un valle urbano	31
3.1. Capa Límite Atmosférica (CLA)	31
3.1.1. Capa de Mezcla (CM)	34
3.1.2. Capa Límite Nocturna (CLN)	35
3.1.3. Capa Residual (CR)	36
3.1.4. Capa Superficial (CS)	36
3.2. Capa Límite Urbana (CLU)	37
3.3. El balance de energía urbano	46
3.4. Estabilidad atmosférica	48
3.4.1. Estabilidad estática	49
3.4.2. Estabilidad dinámica	54
3.5. Estimación de la Altura de la Capa de Mezcla (h_{CM})	55
3.5.1. Parametrización de la altura de la capa de mezcla	56

3.5.2.	Estimación de h_{CM} a partir de perfiles atmosféricos	62
3.5.3.	Modelos numéricos	68
4.	El modelo de mesoscala WRF y su aplicación al estudio de la meteorología urbana	71
4.1.	Los modelos numéricos de mesoscala y las áreas urbanas	72
4.2.	Arquitectura del <i>Weather Research and Forecasting</i> (WRF)	75
4.3.	Esquemas de parametrización física en el ARW	80
4.3.1.	Parametrización de cúmulos	82
4.3.2.	Parametrización de la microfísica	84
4.3.3.	Parametrización de la radiación	86
4.3.4.	Parametrización de los procesos en superficie	88
4.3.5.	Capa Límite Atmosférica (CLA)	89
4.4.	Modelación del dosel urbano en el ARW	93
5.	Validación y calibración del WRF-urbano para el estudio de la Capa de Mezcla en el Valle de Aburrá	101
5.1.	Primera aproximación a la validación y calibración del modelo WRF urbano: datos en superficie	103
5.1.1.	Preparación del WPS	103
5.1.2.	Cálculo de la fracción urbana y “urbanización” del WRF	107
5.1.3.	Datos de superficie para la validación del WRF-urbano	109
5.1.4.	Configuración de los experimentos del WRF-urbano para datos en superficie.	112
5.1.5.	Metodología para los cálculos de error del WRF-urbano contra datos en superficie	115
5.1.6.	Validación del WRF en superficie	120
5.2.	Segunda aproximación a la validación y calibración del modelo WRF urbano: altura de capa límite	124
5.2.1.	Usos del suelo y morfometría urbana en el Valle de Aburrá y sus intermediaciones	124
5.2.2.	Datos de altura de capa de mezcla	128
5.2.3.	Tres escenarios para la validación del WRF respecto de la altura de la capa de mezcla	131
6.	Capa de mezcla en el Valle de Aburrá	139
6.1.	Estudios previos	139
6.2.	Variabilidad espacial de la h_{CM} en el Valle de Aburrá	142
6.3.	Variabilidad temporal de la h_{CM} en el Valle de Aburrá	153
6.4.	La h_{CM} y su relación con la calidad del aire en el Valle de Aburrá	157

7. Conclusiones y trabajo futuro	163
A. Anexo: Cálculo de la fracción urbana a partir de una imagen LANDSAT 7	169
B. Anexo: Procedimiento para la urbanización del ARW con la fracción urbana	173
C. Anexo: Información de IDEAM y EPM para la validación en superficie	177
D. Anexo: ERCM y Niveles de error para la validación en superficie	181
D.1. Cálculos de ERCM	181
D.2. Niveles de error del WRF-urbano	183
D.2.1. Periodo de calentamiento	183
D.2.2. Esquemas de convección	188
D.2.3. Esquemas de capa límite	193
D.2.4. Parametrización del modelo urbano	196
Bibliografía	200

Lista de Figuras

1-1. Esquema del proyecto europeo FUMAPEX para el mejoramiento de la predicción meteorológica en áreas urbanas y para su articulación con modelos de polución del aire urbano y de exposición de la población (Baklanov <i>et al.</i> , 2007).	4
2-1. Clasificación de sitios urbanos en terrenos complejos a partir de la propuesta de Wanner y Filliger (1989). Ilustración de J.A.Ruiz.	10
2-2. La radiación solar que incide sobre un punto B en un terreno de topografía compleja, y que no alcanza a ser bloqueada por ella, es una combinación de radiación directa solar, directa difusa y reflejada por la superficie. En la figura, adaptada de Ruiz-Arias, Pozo-Vázquez, Lara-Fanego, Santos-Alamillos, y Tovar-Pescador (2011), se muestran algunas componentes de la irradiancia, dada en $W.m^2$: (1) directa, (2) circumsolar, (3) difusa, (4) interceptada, (5) reflejada por el terreno. Ilustración de J.A.Ruiz.	12
2-3. Sistema de coordenadas para una posición cualquiera sobre un terreno complejo (figura modificada a partir de Wang <i>et al.</i> (2005). Sobre la bóveda del cielo se distinguen los puntos: $S(\theta_S, \phi_S)$ que representa la posición del Sol, $P(\beta, \alpha)$ la proyección del vector normal saliente de la superficie del terreno, $V(\theta_V, \phi_V)$ la posición de un punto cualquiera y C el cénit. Los ángulos α y β corresponden a aspecto y la pendiente del terreno respectivamente.	13
2-4. Mapa topográfico de Colombia y Antioquia.	15
2-5. Vientos Alisios del sureste dan origen a estructuras nubosas en forma de arco que cruzan de un lado al otro el Valle de Aburrá.	17
2-6. Temperaturas promedio en superficie para el departamento de Antioquia (figura tomada y adaptada de: Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos (2001)).	19
2-7. Circulación media sobre Colombia a los 925 hPa , en condiciones hidrológicas normales (sin El Niño ni La Niña), para los trimestres: a) DEF, b) MAM, c)JJA, d)SON. Las isótacas difieren entre sí en 2 m/s . Figura tomada de Poveda y Mesa (2000), quienes procesaron datos del <i>NCEP/NCAR Reanalysis Project</i>	20

2-8. Lluvia anual promedio para el departamento de Antioquia (figura tomada y adaptada de un informe del Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos (2001).	21
2-9. Mapas de a) pendiente y b) aspecto en el valle de Aburrá y sus alrededores. Estos mapas se obtuvieron a partir de el modelo de elevación ASTER con resolución 30 m (http://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.asp).	22
2-10. Estimativos del ancho medio de manzanas para los barrios de Medellín (izquierda) y su correspondiente desviación estándar (derecha).	24
2-11. Estimativos de número de niveles de los edificios para los barrios de Medellín (izquierda) y su correspondiente desviación estándar (derecha).	24
2-12. Estimativos de ancho de vías para Medellín (izquierda) y su correspondiente desviación estándar (derecha).	26
2-13. Aproximación a un mapa de Zonas Climáticas Locales para el Valle de Aburrá, según la clasificación de Stewart y Oke (2012) y siguiendo la metodología propuesta por Bechtel <i>et al.</i> (2015)	28
2-14. Distribución gruesa de las principales subcuencas en el Valle de Aburrá	30
3-1. Perfiles de humedad específica y temperatura potencial virtual para las 3:00 (líneas punteadas) y 15:00 (líneas continuas) hora local del día 14 de julio de 2013. Los datos, suministrados por SIATA (Valle de Aburrá), fueron tomados con un radiómetro de micro-ondas.	32
3-2. Modelo conceptual para la evolución de la CLA durante el ciclo diurno, sobre terreno plano (figura adaptada de Wyngaard (1992)).	33
3-3. Esquema típico de cómo varían la temperatura ambiente (T), la temperatura potencial (θ), la humedad específica (q) y la velocidad (v) dentro de la CLA. (Figura adaptada de Wallace y Hobbs, 2006).	35
3-4. Esquema de la CLU entendida como una combinación de capas límites internas. Los sectores identificados con líneas verticales y horizontales más espaciadas corresponden a perturbaciones asociadas a edificaciones altas y bajas respectivamente. Los patrones de líneas más apretadas señalan zonas con cierto equilibrio, donde eventualmente se pudiera aplicar la teoría MOS. Las líneas inclinadas indican la capa rugosa sobre el terreno; y las pequeñas regiones “punteadas”, que se ubican en lo alto de algunos edificios, son zonas de “ajuste” entre sectores vecinos. Por encima de la “pluma urbana” se extiende una capa donde se entremezclan esas capas internas y, más arriba, se encuentra la CM. (Figura adaptada de Batchvarova y Gryning, 2006). Ilustración de J.A.Ruiz.	38

3-5. Escalas espaciales de la Capa Límite Urbana convectiva en horas de Sol. La figura es adaptada de C. S. B. Grimmond (2006), quien a su vez toma una versión ya adaptada de un original presentado por (Oke, 1997). Ilustrador J.A.Ruiz.	40
3-6. Patrones básicos de circulación en la subcapa rugosa sobre diferentes configuraciones de espaciamiento entre bloques urbanos de igual altura. Adaptada de Oke (1988). Ilustrador J.A.Ruiz.	42
3-7. Esquema simplificado del transporte y atrapamiento de sustancias aéreas contaminantes en diferentes configuraciones del dosel urbano, para vientos perpendiculares a los corredores viales. Adaptada de Oke (1988). Ilustrador J.A.Ruiz.	43
3-8. Esquema de M. W. Rotach (2001) para estimar la altura de la subcapa rugosa (z^*) y redefinir la escala de velocidades turbulenta en la SI. Los esfuerzos de Reynolds (línea punteada) tienden a disminuir en la porción baja de la CS urbana, contrario al supuesto de una CS con flujo constante. La línea continua corresponde a una parametrización propuesta por Haan y Rotach (1998). En la figura z_i denota la altura de la CLA.	45
3-9. Esquema gráfico de las componentes del balance de energía en un volumen de control urbano. Adaptado de Oke (1988). Ilustrador J.A.Ruiz.	46
3-10. Componentes del balance de energía del ciclo diurno promedio en tres estaciones en Suiza, ubicadas en la ciudad de Basilea (urbana), en la localidad de Allschwil (suburbana) y en Village-Neuf (rural). El periodo de medición fue del 10 de junio al 10 de julio de 2002. Las estaciones operaban simultáneamente bajo condiciones atmosféricas variables entre cielos claros y completamente despejados. Figura tomada de Piringer <i>et al.</i> (2007).	48
3-11. Perfiles de temperatura potencial virtual en la CLA según datos tomados desde la Torre SIATA (Valle de Aburrá) con un radiómetro de micro-ondas. Los datos corresponden a las 3:00 am (líneas punteadas) y 3:00 pm (líneas continuas) hora local del día 14 de julio de 2013.	51
3-12. Algunos casos de análisis de estabilidad estática según el método “método no-local” de la parcela, propuesto por Stull (1988).	53
3-13. Comparación entre el comportamiento de capas límites rurales y urbanas para el día y la noche. Adaptada de Piringer <i>et al.</i> (2005). Ilustrador J.A.Ruiz. . .	57
3-14. Métodos de parcela simple (de Holzworth) y avanzado para determinar la altura de la capa de mezcla a partir de perfiles de temperatura. En el primer método h_{CM} se calcula a partir de la temperatura en superficie; en el método avanzado se incrementa la temperatura superficial en una pequeña cantidad, lo cual se refleja en estimativos superiores de la h_{CM} en altura (Seibert <i>et al.</i> , 2000).	64

3-15. Fotografía de la torre del Sistema de Alerta Temprana de Medellín (SIATA), en cuya terraza se ubican un ceilómetro y un radiómetro de micro-ondas, entre otros equipos.	67
4-1. Diagrama de flujo del sistema de modelación WRF. Tomado directamente de las presentaciones del <i>Mesoscale & Microscale Meteorological Division /NCAR</i> . 76	76
4-2. Flujo de información en el WPS. (Adaptado de las presentaciones del <i>Mesoscale & Microscale Meteorological Division /NCAR</i>).	78
4-3. Arquitectura del software en el modelo WRF. Adaptada de (Michalakes, Dudhia, Gill, Klemp, y Skamarock, 1998).	79
4-4. Coordenada vertical η en el ARW.	80
4-5. Módulos de parametrización física en el ARW. (Adaptado de las presentaciones del <i>Mesoscale & Microscale Meteorological Division /NCAR</i>).	82
4-6. Interacción entre partículas según tres esquemas para microfísica de un momento: Kessler a la izquierda, WSM3 en el centro y WSM5 a la derecha. En el diagrama, las letras se refieren a razones de mezclado de: vapor, V ; agua en la nube, Nu ; lluvia, Ll ; hielo, H ; y nieve, Ni	85
4-7. Interacción entre las parametrizaciones de superficie y la Capa Límite Atmosférica. (Adaptado de las presentaciones del <i>Mesoscale & Microscale Meteorological Division /NCAR</i>).	89
4-8. Cuatro opciones de acoplamiento del WRF a modelos urbanos. La secuencia, según los grados de complejidad, es la siguiente: a) modelo tipo tableta, b) modelo urbano de una sola capa de Kusaka-Kimura, c) modelos urbano de múltiples capas BEP o BEP+BEM, d) modelos de Mecánica de Fluidos Computacional de escala fina. En la figura T_a es temperatura del aire a la altura de referencia Z_a , T_R es temperatura de techos, T_S temperatura a la altura Z_{T+d} . Los flujos de calor sensible hacia la atmósfera son H_a desde el cañón vial, H_W desde las paredes, H_G desde las vías y H_R desde los techos a la atmósfera	98
4-9. Diagramas comparativos entre el modelo de una sola capa de Kusaka-Kimura (arriba) y el modelo BEP (inferior). Figura adaptada de Chen, Kusaka, <i>et al.</i> (2011).	99
5-1. Componentes que hacen parte de la modelación y simulación de un sistema físico. Adaptado de Schlesinger (1979)	101
5-2. Dominios anidados según las especificaciones del namelist.wps.	106
5-3. Porción del dominio-4 con las categorías de uso del suelo provenientes de las bases de datos MODIS y de la identificación de 3 categorías urbanas, definidas para el WRF.	108
5-4. Estaciones del IDEAM (A1,A2,A4,A5) y de EPM (E1,E2,E3) en el dominio-4. 110	110

- 5-5.** Series horarias para el día 30 de junio de 2008 en la estación E1, experimento P14. Los datos de las estaciones van en línea punteada y los del modelo WRF-urbano en línea continua. 118
- 5-6.** Categorías de uso del suelo en el dominio más interior según en el sistema IGBP más tres categorías de suelo urbano requerida por el modelo SLUCM de Kusaka-Kimura. A la izquierda se ve el mapa con la información original suministrada por NCAR; a la derecha un mapa de usos del suelo mejorado con información del CLC y del área metropolitana. 125
- 5-7.** Mapa de usos del suelo para el área metropolitana del Valle de Aburrá obtenido a partir de ortofotos del 2012 e imágenes de satélite Landsat 7 ETM y Quick Bird del 2006 (Flórez, Botero, Jiménez, Ochoa, y Palacio, 2016). . . . 127
- 5-8.** Comparación de los estimativos de altura de capa límite convectiva entre datos del LIDAR, métodos de gradiente mínimo y máxima varianza para el ceilómetro de la Torre SIATA y el método del número de Richardson. 131
- 5-9.** Contraste entre los datos de h_{CM} (m) calculados según los métodos del gradiente mínimo (fuente SIATA) y el LIDAR (fuente GLEO). Las líneas rojas señalan el posible valor “umbral” de la capa de mezcla. 132
- 5-10.** Comparación entre los resultados del WRF y los datos GM, para los tres escenarios de modelación (a,b,c) y los tres esquemas de capa límite (de izquierda a derecha: YSU, MYJ y ACM2). 134
- 5-11.** Comparación entre los resultados del WRF y los datos LIDAR, para los tres escenarios de modelación (a,b,c) y los tres esquemas de capa límite (de izquierda a derecha: YSU, MYJ y ACM2) 135
- 5-12.** Contraste entre los valores de h_{CM} (m) estimados con el WRF-urbano y los datos GM. Los resultados del WRF corresponden al esquema de capa límite ACM2 en el escenario c (morfometría propia del valle). Las líneas rojas señalan el posible valor “umbral” de la capa de mezcla. 137
- 6-1.** Modelo conceptual de Fiedler, Adrian, y Hugelmann (1987) que representa el estado de la capa de mezcla a diferentes horas del día: (a) en la noche, (b) a media mañana, (c) al comienzo de la tarde, (d) al caer la tarde (adaptado a partir de Steyn, Wekker, Kossmann, y Martilli (2013). Ilustración de J.A.Ruiz. 141
- 6-2.** Perfil vertical de la atmósfera baja del Valle de Aburrá y sus alrededores en las horas de Sol, desde las 6:00 hasta las 18:00. En gris aparece el perfil topográfico, en azul la atmósfera libre y en blanco la capa límite convectiva (CM). A la izquierda el corte es este-oeste, a la derecha es a lo largo del valle. Las secciones corresponden a distintos valles y poblaciones: a) valle del río Cauca, b) Valle de Aburrá, c) Valle de San Nicolás, d) Girardota, e) Copacapaba, f) Bello, g) Centro de Medellín, h) Itagüí, i) Caldas. Simulaciones con WRF-urbano para 19 de marzo 2015 144

- 6-3.** Perfil vertical de la atmósfera sobre la ciudad de Medellín (sección g) y municipios vecinos del Valle de Aburrá (sección b) en las horas de Sol (desde las 6:00 hasta las 18:00). En gris aparece el perfil topográfico, en azul la atmósfera libre y en blanco la capa límite convectiva (CM); la línea punteada representa la h_{CM} no-urbana. A la izquierda la sección vertical es este-oeste, a la derecha es sur-norte. Simulaciones con WRF-urbano para 19 de marzo 2015 145
- 6-4.** Mapa de climatopos para el área urbana del Valle de Aburrá, cada uno identificado con diferentes colores. Las celdas enmarcadas en negro se consideran las más “representativas” dentro de cada climatopo y los números corresponden a la fracción urbana real de cada celda (f_{urb}). 147
- 6-5.** Evolución diurna de h_{CM} en diferentes climatopos del Valle de Aburrá. La figura de la izquierda corresponde a resultados de la modelación para el 13 de mayo de 2008 y la de la derecha para el 27 de abril de 2009. La línea punteada horizontal indica la altitud promedio de los picos laterales del valle. 152
- 6-6.** Comparación de los niveles de varianza de h_{CM} en diferentes climatopos del Valle de Aburrá respecto del comportamiento medio. La evaluación se hizo con base en las 15 fechas secas que van del 13 de mayo de 2008 al 27 de junio de 2009. 153
- 6-7.** Ciclo diurno medio de h_{CM} para el día 8 de septiembre de 2008. La banda de confianza del 95 % corresponde al área sombreada y la línea punteada es el trazo medio, mientras que la línea continua muestra la evolución de la variable en el climatopo C 154
- 6-8.** Expansión máxima de h_{CM} para el climatopo C . Las barras corresponden a las siguientes fechas: (1) 13 mayo/2008, (2) 4 junio/2008, (3) 30 junio/2008, (4) 23 julio/2008, (5) 8 agosto/2008, (6) 8 septiembre/2008, (7) 10 noviembre/2008, (8) 9 diciembre/2008, (9) 24 diciembre/2008, (10) 26 enero/2009, (11) 1 febrero/2009, (12) 20 marzo/2009, (13) 6 abril/2009, (14) 27 abril/2008, (15) 27 junio/2009. 155
- 6-9.** Evolución diurna de h_{CM} en los climatopos del Valle de Aburrá. La imagen a la izquierda corresponde al 4 de junio de 2008 y la de la derecha al 27 de junio de 2009. 156
- 6-10.** Índice estacional para la serie de PM2.5 de la estación de monitoreo MED-MANT. Longitud de la serie: 2 años. Tomado de Univ. Nacional de Colombia Facultad de Minas Laboratorio de Calidad del Aire y Área Metropolitana del Valle de Aburrá (2015). 158
- 6-11.** Ciclo diurno de la lluvia en varias estaciones ubicadas dentro y en inmediaciones del Valle de Aburrá. Los diagramas corresponden al porcentaje de la lluvia diaria que cae cada hora, a lo largo del año. Tomado de Poveda (2015). 159

6-12. Secciones transversales que cruzan de este a oeste el dominio más interior del WRF, pasando por la celda del Laboratorio LIDAR de la Universidad Nacional de Colombia - Sede Medellín. La imagen izquierda corresponde al 13 de mayo del 2008 y la de la derecha al 27 de abril del 2009. En ambas imágenes se observa el valle del río Cauca, borde izquierdo, y el Valle de Aburrá, a la derecha del anterior. Las áreas de color sobre la topografía indican diferentes valores de HR y ponen en evidencia la presencia de vapor de agua y nubes en la troposfera baja.	160
6-13. Altura de capa límite convectiva (z_i) y de la capa de aerosoles (h_a) en un terreno montañoso. Los mecanismos que afectan la evolución final de estas capas son: (1) vientos de montaña, (2) corrientes verticales de aire, (3) corrientes advectivas de aire, (4) transporte horizontal de aerosoles desde zonas vecinas, (5) movimientos convectivos que no superan la altura de la capa de mezcla (figura adaptada de De Wekker (2002)). Ilustrador J. A. Ruiz.	161
A-1. Datos no depurados de f_{urb} (%) para una porción del dominio-4 en el WPS. Los bordes alrededor del rectángulo indican la posición fila-columna de las celdas mostradas y las celdas coloreadas en el dominio corresponden a datos con $f_{urb} \geq 30$. Alrededor de la celda (40, 54) aparecen enumeradas unas celdas que definitivamente no son urbanas.	171
B-1. Ejemplo de un dominio urbano	174
D-1. Niveles de error de (a) la temperatura y (b) la humedad relativa correspondientes a los experimentos P3, P4, P5 y P27. Los datos se obtienen a partir de las series horarias en las estaciones rurales (E2 y E3).	183
D-2. Niveles de error para las temperaturas mínima, máxima y promedio en las estaciones rurales (A2, A5, E2 y E3).	184
D-3. Niveles de error de los experimentos P2, P29, P30, P17 para las series horarias de temperatura y humedad relativa en las estaciones rurales (E2 y E3).	185
D-4. Niveles de error de las temperaturas mínima, máxima y promedio, en las estaciones A2, A5, E2 y E3, correspondientes a los experimentos P2, P29, P30 y P17.	185
D-5. Niveles de error de (a) temperatura y (b) humedad relativa para las series horarias de las estaciones rurales E2 y E3. Los experimentos numéricos dentro de cada grupo, sólo difieren en los tiempos de calentamiento.	186
D-6. Niveles de error para temperaturas mínima, máxima y promedio, para las estaciones rurales A2, A5, E2, E3. Fecha simulada: Junio 30 de 2008.	187
D-7. Niveles de error de las estaciones rurales E2, E3, respecto de las series horarias de (a) temperatura y (b) humedad relativa. Fecha simulada: Julio 23 de 2008.	189

D-8. Niveles de error de las temperaturas, según datos de las estaciones rurales A2, A5, E2 y E3. Fecha simulada: 23 de Julio de 2008.	190
D-9. Niveles de error para (a) temperatura y (b) humedad relativa de las series horarias correspondientes a las estaciones rurales E2, E3. Fecha simulada: Diciembre 24 de 2008.	191
D-10 Niveles de error T para las estaciones rurales A2, A5, E2, E3. Fecha simulada: Diciembre 24 de 2008.	192
D-11 Niveles de error para las series horarias de (a) temperatura y (b) humedad relativa, según los esquemas de convección New-Grell en el dominio más exterior (G1), New-Grell en los 2 dominios más exteriores (G12) y los esquemas New GFS-SAS (GFS), Tiedtke (T) y Kain-Fritsch en el dominio más exterior.	194
D-12 Niveles de error para las temperaturas mínima, máxima y promedio, en las estaciones rurales A2, A5, E2, E3.	195
D-13 Niveles de error de las series horarias de (a) temperatura y (b) humedad relativa en las estaciones rurales E2 y E3, para dos esquemas distintos de capa límite: Mellor-Yamada-Janjic (MYJ) y Yonsei University (YSU). Ambos diagramas comparan los resultados por parejas, donde: P13-P23, R2-R4, S1-S3 tienen 11 horas de calentamiento y corren con parámetros Loridan-Grimmond en el modelo urbano; P24-P25, R1-R3, S2-S4 corren con Loridan-Grimmond y 17 horas de calentamiento; P14-P22, R6-R7, S5-S7 corren con 11 horas de calentamiento y parámetros urbanos del WRF; P15-P21, P26-P29, R5-R8, S6-S8 con 17 horas de calentamiento y parámetros urbanos del WRF. Todos los experimentos se configuraron con el esquema de convección New.Grell en el dominio más exterior, a excepción de la dupla P26-P29 que corrió con el esquema Kain-Fritsch en el dominio externo.	197
D-14 Niveles de error de las estaciones rurales A2,A5,E2,E3 para temperaturas mínimas, temperaturas máximas y temperaturas promedio. Los experimentos son los mismos que se detallan en la Figura D-13	198
D-15 Niveles de error de la temperatura en las estaciones rurales A2,A5,E2,E3 para experimentos con distintas parametrizaciones del modelo urbano: del WRF y sugerida por Loridan-Grimmond (LG). En el diagrama se comparan los resultados por parejas, así: P4-P30, P22-P23, R4-R6, S3-S7 tienen 11 horas de calentamiento y esquema de capa límite YSU; las duplas P5-P29, P21-P24, R3-R5, S4-S8 tienen 17 horas de calentamiento y capa límite YSU; las P13-P14, R2-R7, S1-S5 corren con 11 horas de calentamiento y capa límite MYJ; las duplas P15-P25, R1-R8, S2-S6 corren con 17 horas y MYJ. Sólo los experimentos P4-P30 y P5-P29 corresponden al esquema de convección Kain-Fritsch, el resto a New-Grell, en todos los casos en el dominio externo.	199

Lista de Tablas

2-1.	Sistema de clasificación de las Zonas Climáticas Locales: Tipos de edificaciones. Adaptado de Stewart y Oke (2012). Ilustraciones de J.A.Ruiz.	7
2-2.	Sistema de clasificación de las Zonas Climáticas Locales: Tipos de cobertura del suelo. Adaptado de Stewart y Oke (2012).	8
2-3.	Tipos de cubierta en construcciones del municipio de Medellín según la encuesta de calidad de vida 2011 (fuente: catastro municipal de Medellín). . . .	27
2-4.	Tipos de armazón en construcciones del municipio de Medellín según la encuesta de calidad de vida 2011 (fuente: catastro municipal de Medellín). . . .	27
4-1.	Parametrización de cúmulos (<i>cu_physics</i>) en el WRFv3.4 (información basada en las presentaciones del <i>Mesoscale & Microscale Meteorological Division /NCAR</i>)	84
4-2.	Esquemas de microfísica (<i>mp_physics</i>) en el WRFv3.4 (Skamarock y Klemp, 2008)	86
4-3.	Esquemas de radiación de onda corta (<i>ra_sw_physics</i>) en el WRFv3.4.	87
4-4.	Esquemas de radiación de onda larga (<i>ra_lw_physics</i>) en el WRFv3.4.	87
4-5.	Esquemas de capa límite (<i>bl_pbl_physics</i>) en el WRFv3.4 (información basada en las presentaciones del <i>Mesoscale & Microscale Meteorological Division /NCAR</i>)	92
4-6.	Parámetros del modelo urbano de una sola capa disponible en el WRF. Se presentan los valores que se encuentran por defecto en la versión 3.4 y los sugeridos por Loridan y Grimmond (2012)	97
5-1.	Características de los dominios anidados.	107
5-2.	Registro de lluvias (mm), según registros de EPM para un periodo hidrológico normal, en días relativamente secos.	109
5-3.	Estaciones en superficie y variables utilizadas en la validación.	111
5-4.	Parametrización física de los experimentos P, S, R para validación en superficie.	116
5-5.	Series horarias de temperatura ($^{\circ}C$) y humedad relativa (%) según el experimento numérico P14.	117
5-6.	Cálculo de ERCM(T) y ERCM(HR) para el experimento P14	119
5-7.	Cálculo de residuos para el experimento P14	120
5-8.	Equivalencia de categorías de usos del suelo entre los sistemas CLC y el IGBP modificado con MODIS	125

5-9. Parámetros morfométricos del Valle de Aburrá para el WRF-urbano de una sola capa. Usos: residencial de baja densidad (RB), residencial de alta densidad (RA) y Comercial/Industrial (C/I)	127
6-1. Caracterización de los climatopos urbanos del Valle de Aburrá.	148
6-2. Caracterización de los climatopos urbanos del Valle de Aburrá.	149
6-3. Caracterización de los climatopos urbanos del Valle de Aburrá.	150
A-1. Asignación de categorías urbanas por defecto en el WRF..	172
C-1. Vientos en superficie a partir de registros en estaciones IDEAM, en m/s	178
C-2. Datos horarios de temperatura y humedad relativa en estaciones automáticas de superficie	179
C-3. Datos diarios de temperatura máxima ($T_{m\acute{a}x}$), mínima ($T_{m\acute{i}n}$) y promedio (T_{prom}) de las estaciones en superficie para las tres fechas de interés.	180
D-1. ERCM del WRF respecto de registros horarios provenientes de estaciones automáticas en superficie para el 30 de Junio de 2008 (Experimentos P).	181
D-2. ERCM del WRF respecto de registros horarios provenientes de estaciones automáticas en superficie para el 23 de Julio de 2008 (Experimentos R).	182
D-3. ERCM del WRF respecto de registros horarios provenientes de estaciones automáticas en superficie para el 24 de Diciembre de 2008 (Experimentos S).	182

Lista de símbolos

A, B, C : Constantes paramétricas de las ecuaciones (3-15) y (3-16)

A_B : Constante de Ball

B_s : Flujo turbulento de flotabilidad en superficie

c_p : Capacidad específica del aire a presión constante

$C_{roof}, C_{wall}, C_{road}$: Capacidad térmica específica de techos, paredes, vías

$C_n, C_{sr}, C_{ir}, C_s, C_i$: Constantes adimensionales para la ecuación (3-10)

C_1, C_2 : Constantes de ajuste

C_H, C_E : Coeficientes de intercambio de calor y de humedad (ec-4.8)

d : Altura del plano de desplazamiento

$dz_{roof}, dz_{wall}, dz_{road}$: Espesor total de techos, paredes, vías

e : Presión de vapor del aire no saturado

e_s : Presión de vapor del aire saturado

ECT : Energía Cinética Turbulenta

$ERCM$: Error raíz cuadrático medio

f : Factor de Coriolis

f_{urb} : Fracción de cobertura urbana en una celda del dominio urbano

F_{Hsup} : Flujo cinemático de calor en superficie

$F_U, F_V, F_W, F_\theta, F_m$: Términos de forzamiento en las ecuaciones de Euler

g : Aceleración de la gravedad

h_{CM} : Altura de la Capa de Mezcla

h_e : Valor estable de la altura de la capa límite

HR : Humedad relativa

$I(\alpha, \beta)$: Irradiancia total global

I_b : Irradiancia directa

I_d : Irradiancia difusa

I_r : Irradiancia reflejada por el relieve

K_t : Conductividad térmica del aire

$K \downarrow$: Flujo entrante de energía de onda corta

$K \uparrow$: Flujo saliente de energía de onda corta

$L \downarrow$: Flujo entrante de energía de onda larga

$L \uparrow$: Flujo saliente de energía de onda larga

L : Longitud de Monin-Obukhov

- L_f : Escala de longitud de Monin-Obukhov modificada a partir de Zilitinkevich y Mironov (1996)
- L_v : Calor latente de evaporación
- $nE(x)$: Nivel de error de la variable x
- N : Número de datos
- N_{BV} : Frecuencia Brunt-Väisälä
- p : Presión del aire húmedo
- p_a : Presión del aire
- p_h : Presión del aire a una altura h sobre el terreno
- p_s : Presión del aire en la superficie del terreno
- p_t : Presión en el tope del modelo WRF
- $P(\alpha, \beta)$: Proyección contra el domo del cielo, centrado en un punto, del vector normal saliente de la superficie (Figura-2.3)
- $PSFC$: Presión atmosférica en superficie
- q : Humedad específica
- $q_m = q_v, q_c, q_r, q_i$: Razones de mezcla de vapor de agua, nubes, lluvia, hielo
- Q_E : Flujo turbulento de calor latente
- Q_F : Flujo positivo de calor antrópico
- Q_H : Flujo turbulento de calor sensible
- Q_n : Flujo de calor sensible en superficie natural para una celda de uso urbano
- Q_{urb} : Flujo de calor sensible en la superficie de uso urbano
- Q_o : Flujo de calor en superficie, Flujo de calor sensible en superficie
- Q^* : radiación solar neta que ingresa a un volumen de control
- Q_2 : Razón de mezclado del vapor de agua a 2 m
- R_d : Constante del aire seco
- Ri : Número de Richardson
- Ri_A : Número de Richardson Aproximado
- Ri_C : Número de Richardson crítico, por debajo del cual el flujo se vuelve turbulento
- Ri_L : Número de Richardson por encima del cual el flujo se vuelve laminar
- Ri_{DF} : Número de Richardson en diferencias finitas
- R_m : Constante del aire húmedo
- R_v : Constante del vapor de agua
- $S(\phi_S, \theta_S)$: Posición del Sol proyectado contra el domo del cielo centrado (Figura-2.3)
- T : Temperatura ambiente absoluta
- T_h : Temperatura absoluta en el tope de la capa límite
- $T_{max}, T_{min}, T_{prom}$: Temperaturas máxima, mínima, promedio
- T_o : Temperatura absoluta en superficie o de referencia
- T_v : Temperatura virtual
- T_2 : Temperatura absoluta a 2 m
- U_A : Velocidad del viento en el tope de la primera capa de atmósfera en el WRF

-
- U_h : Velocidad del viento en el tope de la CM, en estado estacionario
 U_R : Velocidad del viento a nivel de los techos en el esquema SLUCM
 u, v, w : Componentes de velocidad en x, y, z (vertical)
 $\bar{u}, \bar{v}, \bar{w}$: Componentes medios de la velocidad en x, y, z (vertical)
 u', v', w' : Componentes fluctuantes de la velocidad en x, y, z (vertical)
 $\overline{u'^2}, \overline{v'^2}, \overline{w'^2}$: Varianzas de la velocidad en x, y, z (vertical)
 u_f : Velocidad de fricción
 U, V, W : Componentes medios de la velocidad en x, y, z (vertical)
 $V(\phi_V, \theta_V)$: Posición de un punto cualquiera en el domo del cielo centrado en un punto (Figura-2.3)
 \vec{V} : Vector velocidad
 w_e : Velocidad de atrapamiento
 w_f : Escala de velocidad convectiva
 w_s : Componente vertical del viento en la atmósfera libre, justo en el tope de la capa límite
 w_v : razón de mezclado del vapor de agua
 $\overline{w'\theta'}$: Flujo de calor cinemático turbulento
 W_{roof}, W_{road} : Ancho de techos y de vías
 z : Distancia vertical desde el piso
 z_i : Altura de la capa de mezcla
 z_o : Longitud de rugosidad aerodinámica
 z^* : Altura donde la velocidad de fricción en superficie se puede sustituir por una donde se produzca el esfuerzo turbulento máximo.
 ZR : Altura de edificios
 α : Angulo de aspecto
 α_d : Volumen específico del aire seco
 α_e : Volumen específico del aire ambiente
 α_o : Albedo en superficie
 $\alpha_{roof}, \alpha_{wall}, \alpha_{road}$: Albedo de techos, paredes, vías
 α_t : Difusividad térmica del aire
 β : Angulo de pendiente del terreno
 β_C : Señal de retrodispersión capturada por el ceilómetro
 $\beta_f = g/T_o$: Parámetro de flotabilidad
 ε_o : Emisividad en superficie
 $\varepsilon_{roof}, \varepsilon_{wall}, \varepsilon_{road}$: Emisividad de techos, paredes, vías
 η : coordenada vertical en el modelo WRF
 ϕ : Ángulo de latitud
 φ : Función geopotencial
 Φ_m : Función de estabilidad
 γ : Gradiente de temperatura potencial por encima de la capa de mezcla
 κ : Constante de von Kármán

- $\kappa_{roof}, \kappa_{wall}, \kappa_{road}$: Conductividad térmica específica de techos, paredes, vías
 μ_d : Masa de la columna de aire seco por unidad de área
 ρ : Densidad del aire
 $\sigma_x \sigma_y \sigma_z$: Desviaciones estándar de la velocidad turbulenta en direcciones x, y, z (vertical)
 σ_R : Desviación estándar de la altura de techos
 θ : Temperatura potencial
 θ_e : Temperatura potencial equivalente
 θ_o : Temperatura potencial en superficie
 θ_s : Temperatura potencial en superficie
 θ_v : Temperatura potencial virtual
 θ' : Componente fluctuante de la temperatura potencial
 τ : Esfuerzo cortante en superficie
 τ_S : tiempo de relajación (ec-3.13)
 ω : Velocidad de rotación de la tierra
 ω_s : Razón de mezcla de saturación del vapor de agua
 ΔQ_A : Energía transportada por advección a través de las fronteras de un volumen de control
 ΔQ_S : Flujo de calor almacenado
 $\Delta\theta$: Salto de temperatura potencial justo en el tope de la capa de mezcla
FLOT: Flotabilidad
CORT: Esfuerzos cortantes
ADT: Advección de energía turbulenta
TTU: Transporte turbulento
PP: Perturbaciones del campo de presión
DV: Acción disipativa de la viscosidad

Abreviaturas

Abreviatura	Término
ACM2	<i>Asymmetrical Convective Model Version2</i>
AFWA	<i>Air Force Weather Agency</i>
AL	Atmósfera Libre
AMVA	Área Metropolitana del Valle de Aburrá
ARW	<i>Advanced Research WRF</i>
BEM	<i>Building Energy Model</i>
BEP	<i>Building Effect Parameterization</i>
BUBBLE	<i>Basel Urban Boundary Layer Experiment</i>
CALAIRE	Laboratorio de Calidad del Aire (Universidad Nacional de Colombia-Medellín)
CAPE	<i>Convective Available Potential Energy</i>
CCSM	<i>Community Climate System Model</i>
CFD	<i>Computational Fluid Dynamics</i>
CI	Capa de Inversión
CIN	<i>Convective Inhibition</i>
CLA	Capa Límite Atmosférica
CLC	<i>Corine Land Cover</i>
CLI	Capa Límite Interna
CLN	Capa Límite Nocturna
CLU	Capa Límite Urbana
CM	Capa de Mezcla
COO	Clasificación Orientada a Objetos
COST	<i>European Cooperation for Science and Technology</i>
CR	Capa Residual
CS	Capa Superficial
DTC	<i>Developmental Testbed Center</i>
ECT	Energía Cinética Turbulenta
EMC	<i>Environmental Modeling Center</i>
ENSO	<i>El Niño Southern Oscillation</i>
EPA	<i>United States Environmental Protection Agency</i>
FNL	Empresas Públicas de Medellín
EULAG	<i>Eulerian/Semi – Lagrangian Fluid Solver</i>
FNL	<i>NCEP Final Analysis</i>
FSL	<i>Forecasting System Laboratory</i>
FUMAPEX	<i>Integrated Systems for Forecasting Urban Meteorology, Air Pollution and Population Exposure</i>
GFS	<i>Global Forecast System</i>

Abreviatura	Término
GLEO	Grupo Láseres y Espectroscopia Óptica (Universidad Nacional de Colombia - Sede Medellín)
GM	Método del Gradiente Mínimo
GRIB	<i>General Regulatory – Distributed Information in Binary</i>
hCM	Altura de la Capa de Mezcla
HR	Humedad Relativa
HWRF	<i>Hurricane – WRF Hurricane WRF</i>
IDEAM	Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales de Colombia
IGAC	Instituto Geográfico Agustín Codazzi
IGBP	<i>IGBP land classification</i>
LCL	<i>Lifting Condensation Level</i>
LES	<i>Large Eddy Simulation</i>
LIDAR	<i>Light Detection and Ranging</i>
<i>msnm</i>	metros sobre el nivel del mar
MAP	<i>Mesoscale Alpine Programme</i>
MNP	Modelos Numéricos de Predicción
MOS	Teoría de Similitud de Monin-Obukhov
MV	Método de Máxima Varianza
MYJ	Esquema de Capa Límite Mellor Yamada Janjic
NAM	<i>North American Mesoscale</i>
NCAR	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
NCAR/CISL	<i>NCAR Computational Information System Laboratory</i>
NCAR/RAL	<i>NCAR Research Applications Laboratory</i>
NCEP	<i>National Center for Environmental Prediction</i>
NCL	<i>NCAR Command Language</i>
NMM	<i>Nonhydrostatic Mesoscale Model</i>
NOAA/ESRL	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration. Earth System Research System Research Laboratory</i>
Noah-LSM	<i>Noah Land Surface Model</i>
PM10	Material Particulado 10 micras
PM2.5	Material Particulado 2.5 micras
RAMS	<i>Regional Atmospheric Modeling System</i>
RNS	<i>Reynolds Averaged Navier – Stokes Equations</i>
RUC	<i>Rapid Update Cycle</i> (Modelo numérico de pronóstico)
SAGA	<i>System for Automated Geoscientific Analyses</i>
SI	Subcapa Inercial
SIATA	Sistema de Alerta Temprana del Valle de Aburrá
SLUCM	<i>Single Layer Urban Canopy Model</i>

Abreviatura	Término
SODAR	<i>Sonic Detection Ranging</i>
SR	Subcapa Rugosa
UCL	<i>Urban Canopy Layer</i>
UN	Universidad Nacional de Colombia
USGS	<i>United States Geological Survey</i>
UTC	<i>Coordinated Universal Time</i> (Hora Universal)
WPS	<i>WRF Pre – processing System</i>
WRF	<i>Weather Research and Forecasting</i>
WRF-Chem	<i>Chemical WRF</i>
WRF-Fire	Modelo WRF aplicado a la simulación de incendios
WRFDA	Modelo de asimilación de datos del WRF
WUDAPT	<i>WorldUrbanDatabaseandAccessPortalTools</i>
YSU	Esquema de Capa Límite Yonsei University
ZCIT	Zona de Convergencia Inter-tropical
ZCL	Zonas Climáticas Locales
ZCU	Zonas Climáticas Urbanas
ZI	Zona de Intercambio

1. Introducción

En los últimos 200 años la población mundial creció en un factor de 7 y supera ahora los 7.000 millones de habitantes; más de la mitad de ese número vive ahora en centros urbanos y se prevé que esta proporción aumentará a un 60% para el año 2030 (Heilig, 2011). Para Colombia estas cifras porcentuales son significativamente diferentes: siendo uno de los países más urbanizados de América Latina, en el año 2005 el censo reportó un 72,7% de población urbana (<http://www.dane.gov.co>), concentrada mayormente en la región andina, y se estima que para el año 2030 este porcentaje alcanzará un orden del 80% (Heilig, 2011).

Esta monografía está centrada en temas atmosféricos urbanos, del trópico y de las montañas, con miras a un mejor entendimiento de la capa de mezcla y su relación con la polución del aire en las ciudades (Piringer *et al.*, 2007; Seibert *et al.*, 2000). Sin embargo, más que un estudio acerca de los contaminantes en un valle urbano, se trata aquí de comprender los procesos físicos que afectan la atmósfera urbana de un valle tropical, de los cuales depende el ciclo de permanencia-remoción de los contaminantes en la capa límite.

La **hipótesis** fundamental de este trabajo puede resumirse en los siguientes términos: los procesos atmosféricos en zonas urbanas de montaña son afectados principalmente por latitud, orografía, continentalidad (distancia al mar), circulaciones regionales (que incluyen vientos y corrientes marinas) y algunas características propias del paisaje urbano (dimensiones de las construcciones y espaciamiento entre ellas, ancho de las calles y espaciamiento de las calles; cobertura del suelo urbano; materiales naturales y de construcción; metabolismo urbano). Esta hipótesis está basada en numerosos estudios, entre los cuales conviene referenciar los de Barry (2008), C. Grimmond y Oke (1999), C. D. Whiteman (2000), World Meteorological Organization (2008). Por supuesto, los factores mencionados determinan los regímenes de viento, los balances de energía y las condiciones dinámicas y termodinámicas en la capa límite, entre otros aspectos que se requiere considerar cuando se trata de estudiar el comportamiento de la altura de la capa de mezcla (h_{CM}).

Así pues, las preguntas que guiaron y motivaron esta investigación fueron diversas. Teniendo siempre en cuenta el particular contexto geográfico de la zona de estudio, podemos resaltar las siguientes:

- ¿Se podría definir un ciclo diurno, promedio anual, para la h_{CM} ? De existir, ¿cuáles serían sus características?
- ¿Dada la localización tropical del valle en cuestión (Valle de Aburrá), qué tanto afecta la radiación solar los procesos y características de la h_{CM} ? ¿En qué grado la cobertura de nubes puede obliterar la radiación y afectar la variabilidad de la h_{CM} ?
- ¿Pueden los vientos Alisios (de mesoscala) alterar los patrones de la h_{CM} ? ¿De qué manera, en qué zonas del valle, bajo qué condiciones?
- Dadas unas condiciones meteorológicas típicas, ¿qué tanta variabilidad espacial puede llegar a tener la h_{CM} en el valle? ¿qué papel juegan en este caso la topografía y la morfometría superficial urbana?

El **problema** específico de esta investigación fue el de caracterizar el comportamiento de la *Altura de la Capa de Mezcla* (h_{CM}) en la región metropolitana del Valle de Aburrá (Colombia), así como en identificar y/o desarrollar los elementos teóricos y técnicos necesarios para su modelación y entendimiento. Debido a la variabilidad espacial y temporal inherente a la h_{CM} (Piringer *et al.*, 2007; Seibert *et al.*, 2000), los alcances de este proyecto se limitan a estudiar las condiciones de la capa límite urbana en tiempo seco, dadas las dificultades inherentes a su comportamiento en época de intensas lluvias.

El **objetivo general** del proyecto fue planteado en los siguientes términos: “Modelar el comportamiento, en escala diaria, de la *Altura de la Capa de Mezcla* (h_{CM}) en la región metropolitana del Valle de Aburrá (Colombia), con el propósito de establecer un marco de referencia técnico y científico que sirva de base para posteriores investigaciones y aplicaciones relacionadas con la calidad del aire en la zona de estudio”. De nuevo, el estudio debía enfocarse en condiciones atmosféricas sin precipitación, para caracterizar los ciclos diurno e interanual de la capa de mezcla, pero dejando de lado las anomalías asociadas con los fenómenos climáticos de El Niño y La Niña.

En concordancia con los objetivos de esta investigación, resulta evidente, desde un punto de vista **metodológico**, la necesidad de articular los modelos conceptual, numérico y experimental. Las razones para ello pueden parecer triviales: los conceptos científicos, cuando se enuncian de manera clara y suficiente, facilitan el análisis teórico de los fenómenos que son materia de investigación, aportan criterios de juicio que permiten verificar, validar y calibrar los modelos numéricos y de cómputo, y contribuyen a la depuración de las técnicas de medición y registro de la información experimental; es decir, son esenciales para la exploración rigurosa de un problema físico. De otro lado, la componente numérica (en nuestro caso relacionada con los modelos numéricos de mesoscala) se constituye en instrumento de cálculo fundamental para entender y predecir el comportamiento de un sistema tan complejo como la atmósfera, pues involucra múltiples parametrizaciones y retroalimentaciones entre

procesos no lineales, de distinta naturaleza y condición. En el caso que nos ocupa, conviene señalar cómo, en los últimos años, con el advenimiento de nuevos sistemas de cómputo, se han desarrollado y utilizado una amplia variedad de Modelos Numéricos de Predicción (MNP) y modelos de mesoscala, capaces de simular los procesos atmosféricos en la capa límite urbana, algunos de ellos susceptibles de ser acoplados (sistemas *off-line*) o de incorporar (sistemas *on-line*) modelos aptos para evaluar o predecir la calidad del aire. En el contexto europeo, por ejemplo, se desarrollaron en la última década los proyectos FUMAPEX (Baklanov, 2003), BUBBLE (M. Rotach *et al.*, 2005), COST Action 715 (Piringer *et al.*, 2005) y COST Action 728 (Baklanov *et al.*, 2008), cuyo propósito principal era contribuir a mejorar las capacidades de predicción meteorológica para las ciudades, y acoplar los MNP con modelos de polución y de exposición de la población urbana a agentes atmosféricos contaminantes. El esquema general del proyecto FUMAPEX, que se muestra en la Figura 1-1 (Baklanov *et al.*, 2007), representa bien el enfoque europeo para integrar estos modelos. A la luz de lo anterior, es más fácil ver porqué el modelo numérico se convierte en un elemento metodológico privilegiado para darle consistencia y forma a una investigación como la presente.

Sin embargo, tanto los conceptos científicos como los ejercicios de modelación nos conciernen sólo en la medida en que pueden ser confrontados con el mundo físico: es el dato experimental el que realmente valida los resultados numéricos y los enunciados teóricos y matemáticos acerca de la realidad. Por tanto, en nuestro caso, la pregunta metodológica de fondo es: ¿cómo hacer cuando el problema que nos ocupa no está suficientemente documentado, cuando las fuentes de información y medición de la atmósfera local son escasas, cuando es apenas incipiente la experiencia académica local en temas relacionados con la meteorología urbana y de montañas, y con la simulación de los procesos atmosféricos en la capa límite? La respuesta a este interrogante es más o menos obvia, se requiere: a) ampliar y cualificar las fuentes de información meteorológica en el área de estudio, b) promover la creación de bases de datos apropiadas para almacenar la información registrada; c) contribuir a la creación de grupos de interlocución, que sean capaces de aportar nuevos recursos científicos y técnicos a este tipo de investigaciones; d) mostrar en la práctica cuál es la mejor manera de aplicar los modelos numéricos para atmósferas urbanas y de montañas; e) establecer alianzas, sobre todo de tipo académico y científico, para elevar el nivel de calidad de estas investigaciones. De otro modo es prácticamente imposible alcanzar objetivos como los que se han formulado para este trabajo.

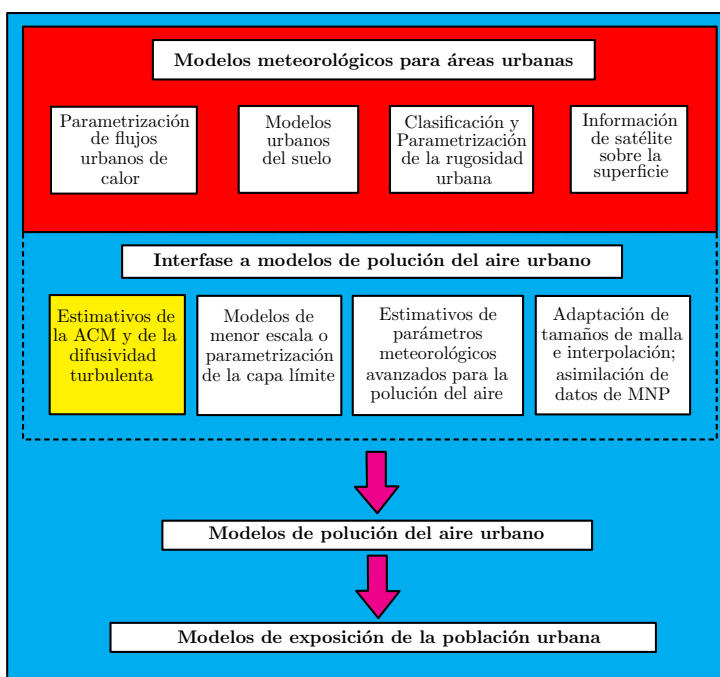


Figura 1-1.: Esquema del proyecto europeo FUMAPEX para el mejoramiento de la predicción meteorológica en áreas urbanas y para su articulación con modelos de contaminación del aire urbano y de exposición de la población (Baklanov *et al.*, 2007).

El lector encontrará en el capítulo 2 de este documento una aproximación a las condiciones climáticas características de la región montañosa del departamento de Antioquia (Colombia) y de la región metropolitana que se asienta en el Valle de Aburrá, descritas desde el punto de vista del relieve, las circulaciones regionales y los usos del suelo. El capítulo 3 presenta los conceptos básicos relacionados con la capa límite urbana y la capa de mezcla, e incluye algunas consideraciones básicas acerca de los balances de energía en las ciudades y los procesos meteorológicos propios de los ambientes de montaña. El capítulo 4 es una introducción al modelo de mesoescala WRF (*Weather Research and Forecasting*), con énfasis en su arquitectura y en las parametrizaciones físicas que tienen mayor aplicabilidad para el caso de estudio en cuestión. El capítulo 5 presenta los ejercicios de validación del modelo WRF-urbano aplicado a las condiciones del Valle de Aburrá. A continuación, el capítulo 6 explora el comportamiento espacial y temporal de la capa de mezcla urbana. Finalmente, el capítulo 7 plantea una serie de conclusiones que se derivan de los resultados de este estudio, relacionadas tanto con el caso particular de aplicación como con las posibilidades de utilizar las metodologías aquí desarrolladas a otros casos; y también se identifican los principales interrogantes que quedan abiertos a partir de este trabajo.

2. Ciudades de montaña

El clima de una región es un entramado de variables y circunstancias geográficas y ambientales muy diversas que, para efectos de su análisis, no conviene simplificar demasiado si se quiere dar cuenta de las interacciones y retroalimentaciones primordiales en el funcionamiento del conjunto. Se admite por lo general que los factores básicos que determinan el clima en la escala regional son cinco, a saber: latitud, orografía, continentalidad, circulaciones regionales y ecosistemas. Incluimos este último aquí debido a que: a) no está implícito en los cuatro factores anteriores, y b) está probado que los ecosistemas naturales y urbanos pueden afectar no sólo las circulaciones regionales, sino también el resto de variables atmosféricas que condicionan el clima (temperatura, humedad, lluvia), tanto en la mesoscala como en la escala sinóptica.

Si bien es imposible soslayar el carácter parcialmente subjetivo que supone la elección de estos que hemos llamado “factores básicos” (la cual también puede obedecer a decisiones prácticas o de enfoque), lo cierto es que reconocidos expertos en clima y meteorología de montañas, como son Barry (2008) y C. D. Whiteman (2000), coinciden en incluir los cuatro primeros en sus propios estudios. En consecuencia, sin entrar en mayores honduras de carácter teórico sobre este tema, asumiremos que estos factores constituyen una buena base para el desarrollo del presente capítulo.

2.1. El clima en las ciudades

Los procesos que afectan el clima y las condiciones atmosféricas en las ciudades son materia de creciente interés. No sólo se constata que la población urbana aumenta en términos porcentuales en el mundo, sino que las economías se mueven básicamente en los centros urbanos, adonde confluyen buena parte de los insumos de producción, bienes y energía. Además, por razones que la ecología y las ciencias ambientales han puesto en evidencia, en las ciudades se generan volúmenes enormes de desechos y crece sin descanso la entropía que amenaza el equilibrio dinámico de la biosfera. A continuación mencionaremos brevemente algunos aspectos generales a tener en cuenta cuando se abordan estos temas a propósito de las ciudades de montaña; luego trataremos con mayor detalle el caso particular del Valle de Aburrá.

2.1.1. El concepto de las Zonas Climáticas Locales

Para entender los procesos más característicos de las atmósferas urbanas, lo primero es admitir el carácter no homogéneo de estos ambientes. Un hecho, por lo demás, bastante fácil de constatar, tanto por los materiales que constituyen la infraestructura de las ciudades, como por los patrones de urbanismo y construcción, por la concentración y tipo de motores y máquinas (fábricas, vehículos, sistemas de calefacción y aire acondicionado, entre otros), y por la distribución espacial de diversas áreas de producción económica. Justo estos rasgos han motivado una interesante discusión acerca de cómo circunscribir y clasificar distintas zonas climáticas en el territorio propiamente urbano y alrededor de él, en una historia que, para no ir muy lejos, podría remontarse a la propuesta de Sundborg (1951) acerca de cómo identificar sitios representativos en las ciudades para medir variables atmosféricas como nubosidad, viento, temperatura y humedad. Sin embargo, lejos se está de dar por resuelta esta cuestión, y uno de los más recientes aportes al respecto lo constituye el sistema de clasificación de las Zonas Climáticas Locales (ZCL) planteado por Stewart y Oke (2012).

Se entiende por una Zona Climática Local una “región de cobertura superficial, estructura, materiales y actividad humana uniformes, que puede extenderse desde centenares de metros a varios kilómetros en la escala horizontal”. Mediante un sistema riguroso y funcional de clasificación, Stewart y Oke (2012) proponen 17 clases básicas de ZCL, de las cuales 10 corresponden a “ambientes construidos” y las 7 restantes a “tipos de cobertura del suelo”; además, el sistema no excluye la posibilidad de que haya ZCL mixtas, que resultan de posibles combinaciones entre las clases básicas (Tablas 2-1 y 2-2).

El concepto de ZCL es de gran utilidad en los estudios de islas de calor, calidad del aire, hidrología y meteorología urbana, gestión ambiental, planeación del territorio, diseño de redes de monitoreo, entre otros. Desde el punto de vista formal supera ampliamente los métodos basados en la simple distinción entre lo “urbano” y lo “rural”, los cuales desconocen las gradaciones intermedias reales entre ambas categorías; pero también mejora la propuesta de las Zonas Climáticas Urbanas (ZCU) del profesor Oke (2008), en tanto que inscribe el ambiente de ciudad dentro de un contexto más amplio, al considerar clases no urbanas, o menos urbanas, en el sistema de clasificación. Anotemos, sin embargo, que el sistema de las ZCL no se opone a la clasificación de las ZCU sino que, más bien, es una derivación de ella. En otras palabras, todas las clases urbanas del sistema ZCL se distinguen entre sí a partir de dos grupos de propiedades de la superficie, que ya habían sido identificadas en la propuesta de las ZCU. El primero de ellos, denominado de *estructura*, está relacionado con la altura y espaciamiento de los edificios y árboles; el segundo remite a la *cobertura*, la cual puede ser vegetal, construida, pavimentada, natural, suelo desnudo o cuerpo de agua.

Tabla 2-1.: Sistema de clasificación de las Zonas Climáticas Locales: Tipos de edificaciones.
Adaptado de Stewart y Oke (2012). Ilustraciones de J.A.Ruiz.

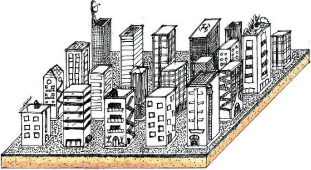






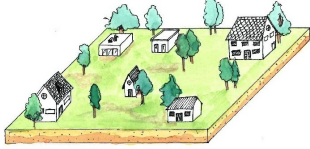

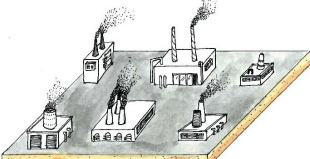
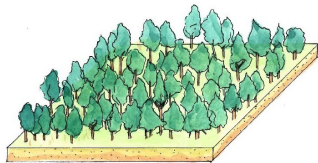
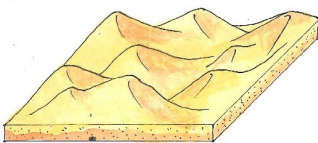
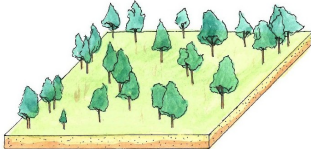

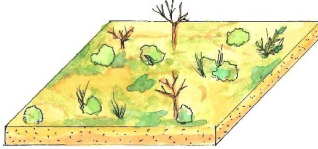
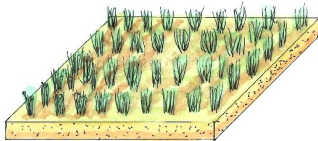
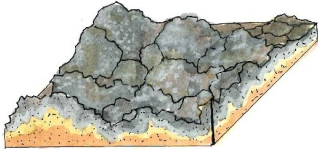
Tipos de construcción	Definición	Tipos cobertura del suelo	Definición
<p>1. Compacta de gran altura</p> 	<p>Conjunto de edificios altos, con decenas de pisos. Sin o con pocos árboles. Suelo mayormente pavimentado. Materiales de construcción (MC): hormigón, acero, piedra, vidrio.</p>	<p>6. Abierta de baja altura</p> 	<p>Construcciones separadas de baja altura (1-3 pisos). Abundante suelo permeable (plantas bajas, árboles dispersos). MC: hormigón, piedra, ladrillo, tejas, madera.</p>
<p>2. Compacta de mediana altura</p> 	<p>Conjunto de edificios de mediana altura (3-9 pisos). Sin o con pocos árboles. Suelo mayormente pavimentado. MC: hormigón, piedra, ladrillo, tejas.</p>	<p>7. Liviana de baja altura</p> 	<p>Conjunto de construcciones livianas de un solo piso. Suelo compactado. MC: madera, metal corrugado, paja.</p>
<p>3. Compacta de baja altura</p> 	<p>Construcción de baja altura (1-3 pisos). Sin o con pocos árboles. Suelo mayormente pavimentado. MC: hormigón, acero, piedra, vidrio.</p>	<p>8. Grande de baja altura</p> 	<p>Construcciones separadas de baja altura (1-3 pisos). Sin o con pocos árboles. Suelo mayormente pavimentado. MC: hormigón, acero, piedra, metal.</p>
<p>4. Abierta de gran altura</p> 	<p>Construcciones separadas de gran altura, con decenas de pisos. Abundante suelo permeable (plantas bajas, árboles dispersos). MC: hormigón, acero, piedra, vidrio.</p>	<p>9. Construcción dispersa</p> 	<p>Edificios dispersos de pequeña o mediana altura en medio de un paisaje natural. Abundante suelo permeable (plantas bajas, árboles dispersos).</p>
<p>5. Abierta de mediana altura</p> 	<p>Construcciones separadas de mediana altura (3-9 pisos). Abundante suelo permeable (plantas bajas, árboles dispersos). MC: acero, hormigón, piedra, tejas.</p>	<p>10. Industria pesada</p> 	<p>Estructuras industriales de baja y mediana altura (torres, tanques, chimeneas). Sin o con pocos árboles. Suelo mayormente pavimentado o compactado. MC: metal, acero, hormigón.</p>

Tabla 2-2.: Sistema de clasificación de las Zonas Climáticas Locales: Tipos de cobertura del suelo. Adaptado de Stewart y Oke (2012).

Tipos de construcción	Definición	Tipos cobertura del suelo	Definición
<p>A. Arboleda densa</p> 	Arboles siempre verdes o estacionales, muy juntos entre sí. Suelo mayormente permeable (plantas bajas). Función de bosque natural, plantación forestal o parque urbano.	<p>F. Suelo desnudo o arena</p> 	Paisaje homogéneo de suelo desnudo o arena. Sin o con escasos árboles o plantas. Función agrícola o desierto natural.
<p>B. Arboles dispersos</p> 	Arboles dispersos siempre verdes o estacionales. Suelo mayormente permeable (plantas bajas). Función de bosque natural, cultivo forestal o parque urbano.	<p>G. Agua</p> 	Grandes cuerpos de agua como mares, lagos; o pequeños cuerpos de agua como ríos, embalses y lagunas.
<p>C. Arbustos, matorrales</p> 	Arboles bajos maderables, arbustos, matorrales. Suelo mayormente permeable (suelo desnudo o arena). Función de matorrales naturales o plantación agrícola.	<p>PROPIEDADES VARIABLES DE COBERTURA DEL SUELO</p>	
<p>D. Plantas bajas</p> 	Paisaje homogéneo de prado, herbáceas o plantas de cultivo. Sin o con pocos árboles. Función de pradera natural, plantación agrícola o parque urbano.	<p>(b): Árboles defoliados: los árboles pierden sus hojas en el otoño y el invierno. Aumenta el factor de visualización del cielo ("Sky View Factor"). Albedo reducido.</p>	
<p>E. Roca desnuda o suelo pavimentado</p> 	Paisaje homogéneo de roca o suelo pavimentado. Sin o con escasos árboles o plantas. Función desierto natural o gran zona de parqueo.	<p>(s): Cobertura de nieve: capa de nieve de más de 10 cm de espesor. Baja admitancia. Albedo alto.</p>	
		<p>(d): Terreno seco. Suelo reseco. Baja admitancia. Razón de Bowen alta. Albedo reducido.</p>	
		<p>(w): Terreno húmedo. Suelo encharcado. Alta admitancia. Razón de Bowen baja. Albedo reducido.</p>	

La acogida a la propuesta de Stewart y Oke apunta a nuevos desarrollos. En el Instituto de Geografía de la Universidad de Hamburgo, por ejemplo, se está trabajando en un protocolo para la identificación de las ZCL usando el software libre SAGA, en ejercicios que suponen la posterior validación de resultados con ayuda de expertos urbanos. Este procedimiento se ha probado con algún éxito en ciudades como Dublín y Hamburgo, donde el sistema de clasificación ZCL permite entender aspectos físicos de las atmósferas urbanas que antes se explicaban de un modo más cualitativo. El proyecto *World Urban Databases and Access Portal Tools* (WUDAPT) busca desarrollar metodologías basadas en propuestas como las de las ZCL para la construcción de bases de datos de ciudades de muy distintos tipos en el mundo, incluidas las tropicales y de montaña, como es el caso de la ciudad de Medellín (Colombia) y su área metropolitana (Bechtel *et al.*, 2015; Mills *et al.*, 2015).

2.1.2. Variabilidad climática en ciudades de montaña

El concepto de las ZCL se aplica sin mayores dificultades a terrenos planos, donde la geografía permite identificar zonas relativamente homogéneas, por lo menos desde el punto de vista de las dos propiedades básicas de clasificación arriba señaladas. Sin embargo, en palabras de Stewart y Oke (2012): “Cada ZCL tiene un régimen de temperaturas característico, el cual es más evidente sobre superficies secas, en noches claras y tranquilas, y en áreas de relieve simple”. Y, puesto que las ZCL deberían tener un diámetro de cobertura del orden de los 400 – 1000 m, es evidente que entre más escarpada sea la topografía de un terreno menos probable es que se pueda construir un mapa consistente de ZCL uniformes, cada una con suficiente área.

Ahora bien, si se dejan a un lado los factores térmicos y morfométricos asociados a los usos y patrones de ocupación del suelo, los sitios urbanos pueden clasificarse en función de su ubicación en el paisaje. La Figura 2-1, basada en Wanner y Filliger (1989), identifica diez tipos básicos de áreas urbanas en terrenos complejos, repartidos en dos grupos o clases que se distinguen según sea la extensión relativa entre la ciudad y el elemento orográfico con el que ésta se compara. No es este el lugar para entrar a analizar en detalle la rigurosidad o conveniencia de tal sistema de clasificación, aunque el tema en sí mismo merece toda la atención. Sólo se quiere resaltar que los tipos simples de la primera clase pueden aparecer dispersos en algunas ciudades de montaña, sobre todo si se trata de urbes de cierta extensión. La superficie de estas ciudades o de áreas metropolitanas termina siendo una composición de, por ejemplo, cuencas o subcuencas, pequeñas llanuras o mesetas, cada una de las cuales se comporta como un “sector geográfico” más o menos diferenciado, que bien pudiera denominarse “Unidad geográfica de respuesta climática acoplada”. Este hecho debe ser tenido en cuenta al momento de revisar los tipos asignados a la segunda clase del sistema de Wanner y Filliger, que son apenas dos en el sistema original presentado por estos autores.

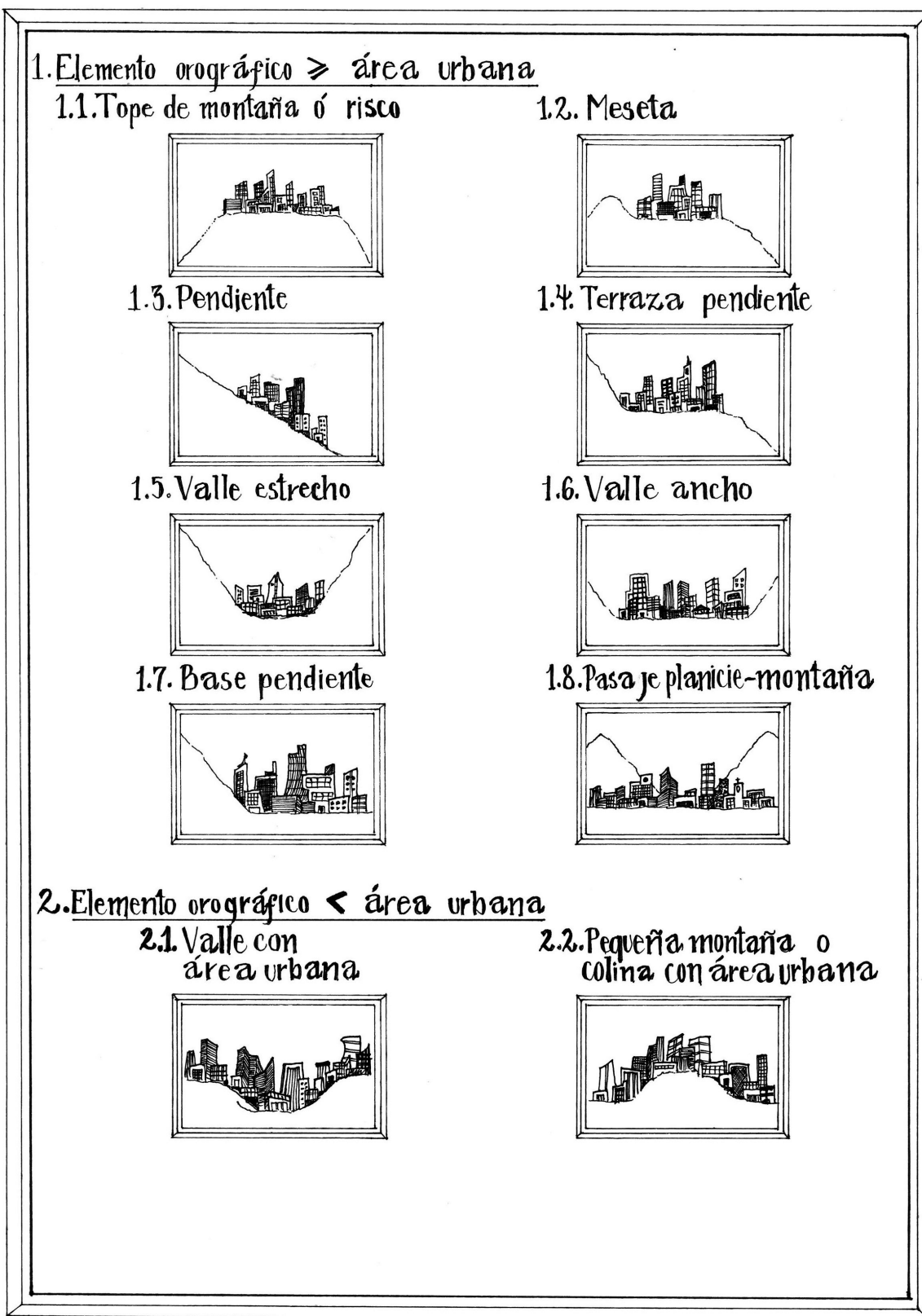


Figura 2-1.: Clasificación de sitios urbanos en terrenos complejos a partir de la propuesta de Wanner y Filliger (1989). Ilustración de J.A.Ruiz.

Así pues, el factor topográfico es tan determinante en el clima, que se puede dar el caso de dos zonas relativamente vecinas en una ciudad de montaña con patrones urbanísticos similares, las cuales exhiban regímenes climáticos diversos, tan sólo explicables cuando se considera su localización específica en el contexto geográfico del terreno complejo.

Lo cierto es que hay ciudades en el mundo cuya variabilidad climática no queda debidamente representada por un conjunto de ZCL y, en consecuencia, requieren elementos de análisis adicionales a los de estructura y cobertura. En tal sentido, una propuesta como la de elaborar mapas climáticos urbanos pudiera suplir esta necesidad, puesto que éstos se conciben como “una herramienta de información y evaluación para integrar factores de clima urbano y consideraciones de planeamiento del territorio, en mapas que dan cuenta de fenómenos climáticos” (Ren, Yan-yung Ng, y Katzschner, 2011). Dichos mapas consideran unidades de análisis geográfico no necesariamente homogéneas, denominadas *Climatopos*, las cuales se definen como (Scherer, Fehrenbach, Beha, y Parlow, 1999): “...áreas con combinaciones características de factores climáticos, y similar significancia relativa en los alrededores, que operan en una escala espacial de decenas a centenares de metros”.

2.1.3. Fenómenos climáticos urbanos inducidos por la topografía

Las complejas relaciones entre el relieve y el clima son materia de intensa investigación hoy en el mundo, y poco a poco se avanza en el entendimiento de los efectos inducidos por la topografía en ciertos procesos atmosféricos típicamente urbanos. De manera breve, se puede decir que la incidencia del relieve sobre el clima produce alteraciones en los balances de energía, momentum, precipitación, y en el transporte de especies químicas y contaminantes. Mencionaremos aquí sólo algunos de los aspectos más relevantes de estas interacciones, habida cuenta de la extensa bibliografía especializada sobre el particular, que puede ser consultada por el lector para mayor provecho.

En primer lugar, la radiación solar total incidente sobre un punto ubicado en un terreno montañoso difiere de la que habría en caso de que se tratara de una geografía plana, debido básicamente a bloqueos o interceptaciones del relieve, al redireccionamiento por reflexiones en la superficie y a la orientación misma del terreno (Figura 2-2).

- (1) Irradiancia directa
- (2) Irradiancia circumsolar
- (3) Irradiancia difusa
- (4) Irradiancia interceptada
- (5) Irradiancia reflejada por el terreno

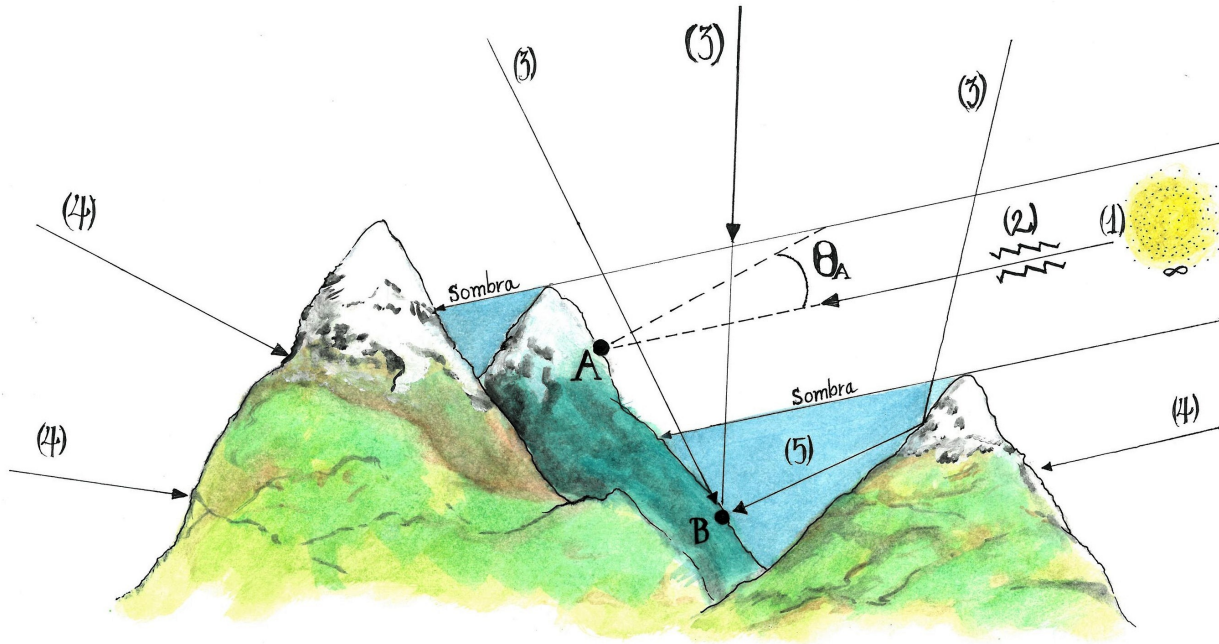


Figura 2-2.: La radiación solar que incide sobre un punto B en un terreno de topografía compleja, y que no alcanza a ser bloqueada por ella, es una combinación de radiación directa solar, directa difusa y reflejada por la superficie. En la figura, adaptada de Ruiz-Arias *et al.* (2011), se muestran algunas componentes de la irradiancia, dada en $W.m^2$: (1) directa, (2) circumsolar, (3) difusa, (4) interceptada, (5) reflejada por el terreno. Ilustración de J.A.Ruiz.

El hecho es que la irradiancia total global (I) que incide sobre un punto cualquiera del terreno montañoso se debe expresar (Wang, Tenhunen, Schmidt, Kolcun, y Droesler, 2006) en términos de la suma entre la irradiancia directa (I_b), la difusa (I_d) y la reflejada por el relieve (I_r):

$$I(\alpha, \beta) = I_b + I_d + I_r$$

donde las tres componentes son a la vez funciones del *ángulo de pendiente del terreno*, β (formado entre el plano tangente a la superficie y un plano horizontal), y el *ángulo de aspecto*, α (definido entre la proyección sobre el plano horizontal del vector normal saliente de la superficie y la dirección norte-sur). Conviene resaltar cómo sobre un terreno totalmente plano

no hay bloqueos radiativos por topografía ni tampoco radiación proveniente de reflexiones; los efectos combinados de unos y otros explican porqué, en algunos casos, la radiación total global en un sitio montañoso puede ser hasta 30% menor que la que correspondería a un terreno plano (Ruiz-Arias *et al.*, 2011) y quizá más, dependiendo de la latitud del lugar.

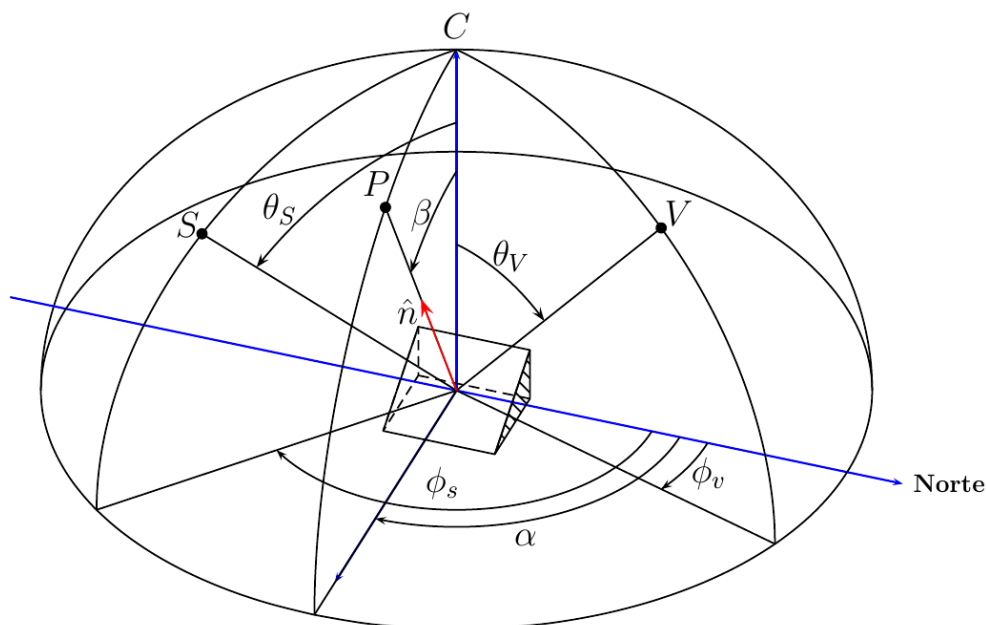


Figura 2-3.: Sistema de coordenadas para una posición cualquiera sobre un terreno complejo (figura modificada a partir de Wang *et al.* (2005)). Sobre la bóveda del cielo se distinguen los puntos: $S(\theta_s, \phi_s)$ que representa la posición del Sol, $P(\beta, \alpha)$ la proyección del vector normal saliente de la superficie del terreno, $V(\theta_v, \phi_v)$ la posición de un punto cualquiera y C el cenit. Los ángulos α y β corresponden a aspecto y la pendiente del terreno respectivamente.

En cuanto a las perturbaciones en el balance de momentum, que conciernen al movimiento de las masas de aire cerca de la superficie del terreno, sobre todo al nivel de la capa límite atmosférica, conviene decir que no sólo dependen de factores puramente orográficos sino también de las alteraciones arriba mencionadas en los balances de energía en superficie. No de otra manera se pueden explicar los “vientos térmicos” a lo largo de los valles y en las laderas de los mismos (C. D. Whiteman, 1990; Zardi y Whiteman, 2012), o los complejos procesos de evolución y rompimiento de eventos de estabilidad atmosférica en terrenos montañosos. Las mismas islas de calor, en tanto que perturbaciones de los campos de temperatura superficial en las ciudades, pueden afectar los patrones de circulación y la intensidad de los vientos en la escala local urbana. Y otros autores también han estudiado fenómenos de carácter más “mecánico”, como son los patrones de encauzamiento de corrientes de mesoscala en valles y su interacción con las corrientes térmicas al interior de los mismos (Kossmann y Sturman,

2003; C. D. Whiteman y Doran, 1993).

Diversos análisis sobre la interacción entre los balances de energía, de momentum y humedad en proximidades a las ciudades han mostrado cómo los regímenes hidrológicos pueden verse afectados por la intensa actividad antrópica urbana aunada a la drástica transformación de los patrones de rugosidad y de las propiedades térmicas en superficie. No obstante, se sabe todavía muy poco acerca de cómo se dan estas perturbaciones en ambientes de montaña y, para lo que aquí más nos concierne, en latitudes tropicales.

En fin, además de las perturbaciones mecánicas y termodinámicas en la baja atmósfera, admitamos que la presencia de las montañas agrega niveles aún mayores de complejidad a los procesos que afectan la calidad del aire en las ciudades y terrenos circundantes.

2.2. El clima en las montañas de Antioquia (Colombia)

La región montañosa del departamento de Antioquia-Colombia está comprendida aproximadamente entre la latitud $5,4^{\circ}N$ (justo unos kilómetros al norte del Parque Natural los Nevados) y la $8,7^{\circ}N$ (donde desaparecen las últimas estribaciones de las cordilleras central y occidental colombianas). Vecino de los océanos Atlántico y Pacífico, el clima de este territorio es cálido y húmedo, con gran variedad de ecosistemas y zonas de vida propias del trópico andino, y montañas que se elevan desde el nivel del mar hasta la altura de los páramos, a más de 3000 *msnm*, sin alcanzar la cota de los picos nevados.

Por extraño que parezca, el estrecho y tortuoso valle del río Aburrá, ubicado en el centro de este complejo montañoso, se convirtió con el correr del tiempo en el mayor centro urbano del departamento, llegando a alcanzar una población que ahora supera los 3,5 millones de habitantes. Al día de hoy, en el año 2016, los terrenos baldíos susceptibles de ser urbanizados están mayormente agotados, y los problemas ambientales y de usos del suelo, que amenazan con trastocar los ciclos de lluvia, de temperatura y humedad, se suman a complejas dinámicas demográficas, sociales, culturales e inmobiliarias.

Esa tradición política de corte liberal, que privilegia el emprendimiento económico a costa incluso del bienestar humano y de los ecosistemas, más pronto que tarde tendrá que ceder el paso a enfoques más eficientes y equitativos. Y esto con miras a lograr un equilibrio armónico, capaz de considerar de manera integral los problemas de empleo, habitabilidad, seguridad alimentaria, movilidad, educación y cultura ciudadana.

2.2.1. El relieve antioqueño

La cordillera de los Andes se ramifica en el Nudo de los Pastos, justo en los límites entre Ecuador y Colombia, dando lugar a las cordilleras Occidental y Central, que recorren de sur a norte buena parte del territorio colombiano. La cordillera Oriental, más larga que las anteriores, se desprende de la Central en el Macizo Colombiano, punto a partir del cual avanza en dirección noreste, dividiendo el país en dos: al oeste toda la zona andina, incluidas las cuencas de los ríos Cauca, Magdalena, Atrato y Patía, la selva húmeda tropical del litoral Pacífico, la Sierra Nevada de Santa Marta y las tierras más septentrionales de Colombia; al este las tierras que vierten sus aguas a los caudalosos ríos Amazonas y Orinoco. Más que cadenas montañosas, los tres ramales andinos se ajustan mucho mejor al concepto de cinturones cordilleranos, pues no constituyen unidades geológicas de estructura y orogénesis homogénea (Arias, 2013).

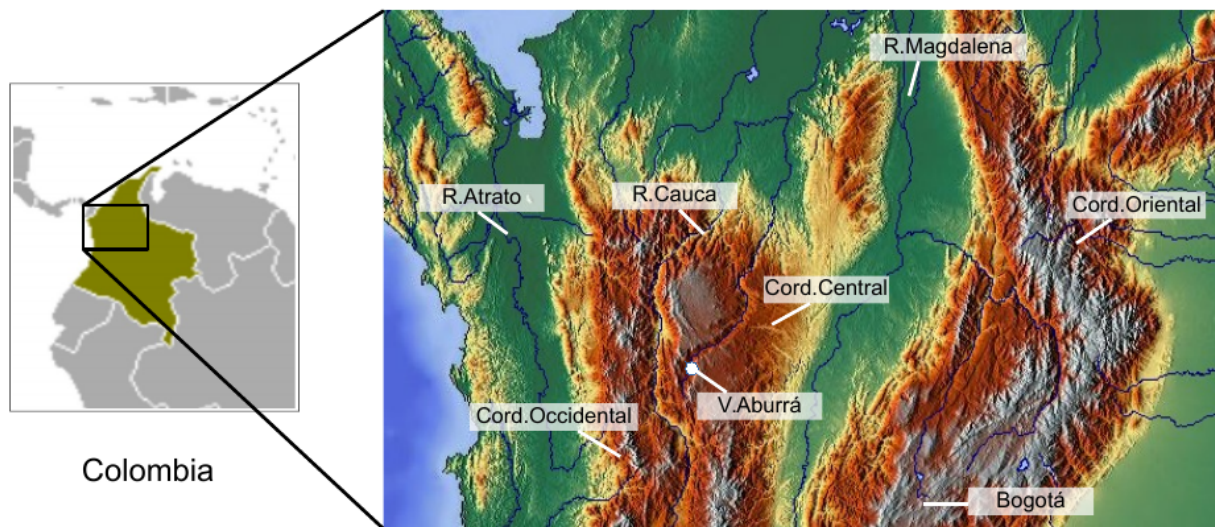


Figura 2-4.: Mapa topográfico de Colombia y Antioquia.

Las cordilleras Central y Occidental se ven siempre muy juntas, separadas por las aguas del río Cauca, cuya cuenca es mucho más estrecha que la del río Magdalena, al menos hasta que desciende a las tierras bajas de los departamentos de Antioquia y Bolívar. Vistos en conjunto sobre un mapa, ambos cinturones forman un lazo montañoso que tiene de 200 a 250 kilómetros de ancho: la cordillera Central coronada por nevados y volcanes, mientras la Occidental, en términos generales menos elevada que la primera, con fuertes contrastes climáticos entre sus vertientes opuestas.

La región montañosa de Antioquia queda, pues, mayormente configurada por los valles de los ríos Atrato, Cauca y Magdalena, y por los cinturones cordilleranos Occidental y Central.

Y el relieve montañoso antioqueño difiere en varios aspectos del correspondiente a los departamentos situados más al sur (Figura 2-4).

El Cauca fluye entre las cordilleras Central y Occidental en un tramo de poco más de 1000 kilómetros, antes de llegar a la región de La Mojana antioqueña y tributar finalmente sus aguas al río Magdalena. Su cuenca se suele dividir en cuatro partes, que se diferencian entre sí tanto por el perfil altitudinal del cauce principal como por las características de las laderas y piedemontes que drenan hacia él. Aguas arriba está el Alto Cauca, que comprende desde el nacimiento, en la Sierra Nevada de los Coconucos, hasta aguas abajo del embalse Salvajina, en la desembocadura del río Timba; luego viene el Valle del Cauca, cuya planicie aluvial se extiende hasta la población de la Virginia, en el departamento de Risaralda, donde el lecho tiene todavía casi 1000 *msnm*. Aquí comienza el Cauca Medio: el río se encañona, aumenta la pendiente, y emprende un recorrido en dirección aproximada $N10^{\circ}E$, hasta llegar al municipio de La Pintada, en el departamento de Antioquia, donde cambia su rumbo en dirección noroeste y se dirige a la confluencia con el río San Juan, muy cerca de la población de Bolombolo. El recorrido a partir de este punto lleva dirección norte hasta llegar a las inmediaciones de los municipios de Peque y Toledo: casi todo este trayecto se realiza entre laderas muy escarpadas que se elevan a lado y lado del cauce; sólo a su paso por el municipio de San Jerónimo se abre un valle no muy ancho ni extenso, visiblemente más seco en su margen izquierda que en la derecha, el cual se cierra al pasar por la cabecera del municipio de Olaya. Después de la desembocadura de la quebrada Peque, el río gira definitivamente en dirección noreste hasta el sitio Raudal Viejo, donde el nivel del cauce es de escasos 110 *msnm*. Allí comienza el recorrido por las tierras cálidas del Bajo Cauca.

Los picos más elevados se distribuyen en Antioquia de manera asimétrica y discontinua sobre los ejes de ambas cordilleras, más del lado de los flancos que conforman el cañón del río Cauca. La franja en la cordillera Occidental sigue una línea imaginaria que conecta el nudo de Paramillo (más al norte), el páramo de Frontino y el cerro de Caramanta, con alturas que pueden alcanzar los 4000 *msnm*; la franja en la cordillera Central, algo menos elevada, va desde el Páramo de Belmira (donde se encuentra su mayor altitud, a poco más de 3300 *msnm*) hasta el páramo de Sonsón, en el sur, en límites con el departamento de Caldas. Mientras que la cordillera Occidental es mayormente selvática y rural, con algunas poblaciones pequeñas, de las cuales muy pocas superan los 20.000 habitantes, en la cordillera Central, en cambio, se establecen poblaciones mayores, incluidas las cabeceras municipales asentadas en el Valle de Aburrá.

El alineamiento quebrado del río Medellín-Porce y, por consiguiente, la actual configuración del valle de Aburrá, es producto de una interesante morfogénesis, ocurrida con posterioridad a la formación de los altiplanos en la cordillera Central. Una hipótesis de cómo se desarrolló el actual valle plantea que el río Porce remontó la cordillera hasta capturar secuencialmente

las corrientes de los ríos Guadalupe, Grande y Medellín. En el curso de estos procesos, las crestas a lado y lado del Valle de Aburrá resistieron la erosión, mientras los cauces de las quebradas Santa Elena, La García, La Iguaná, Ayurá, La Doctora y Dona María se profundizaron. De este modo se explica que el flanco oriental de la ladera oriental del valle sea ahora una rampa sobre la que se impulsan los vientos Alisios, provenientes del este, antes de saltar regularmente sobre la atmósfera local metropolitana, llegando muy eventualmente a encauzarse y “barrer” la estructura térmica de su capa límite (Figura 2-5).



Figura 2-5.: Vientos Alisios del sureste dan origen a estructuras nubosas en forma de arco que cruzan de un lado al otro el Valle de Aburrá.

Sea cual fuere la morfogénesis del actual Valle de Aburrá, lo cierto es que tanto el perfil altitudinal como la configuración de las secciones transversales del cauce principal ponen en evidencia la compleja topografía del sistema. En pocas palabras, la cuenca del río Aburrá (o Medellín) se puede dividir en tres segmentos:

- La **cuenca alta**, comprendida entre el lugar del nacimiento del río Medellín, en el alto de San Miguel (2700 *msnm*), y el Ancón sur, en límites entre el municipio de Caldas y los municipios de La Estrella y Sabaneta. El río recorre un cañón en “V” entre laderas escarpadas, siguiendo un alineamiento *S – N*, con pendiente promedio del orden de 6 %.

- La **cuenca media**, con una pendiente del río de menos del 1 % y una longitud de poco más de 30 *km*, es la más densamente poblada. Aunque aquí la red de drenaje es muy tupida, sobresalen las subcuencas de las quebradas La García, La Iguaná, Doña María, Ayurá y Santa Elena como las más notables. Su sección transversal – ubicada a una altitud media de unos 1500 *msnm* – está compuesta por estrechas planicies aluviales y un sistema de suaves colinas, más amplias en la margen izquierda del río, donde sobresalen los cerros de El Volador y Nutibara. La base del valle limita lateralmente con terrenos escarpados que ascienden hasta los 2500 *msnm* y 3000 *msnm*, los cuales en parte han sido ocupados por barrios de ladera. El alineamiento de este segmento, a pesar de ser muy irregular, sigue una dirección predominante *N25°E*.
- Se acostumbra delimitar la **cuenca baja** como el tramo comprendido entre el ancón norte (límites entre los municipios de Bello y Copacabana) y la desembocadura del río Grande, punto a partir del cual el río toma el nombre de Porce. En este tramo la base del valle se estrecha y encañona, siguiendo una dirección *N55°E* y una pendiente promedio menor al 1 %.

2.2.2. Nota breve sobre el clima antioqueño

A escala sinóptica, los principales elementos geográficos que afectan el régimen climático en la región montañosa de Antioquia son el mar Caribe, al norte, y el litoral del océano Pacífico, al oeste, cuyas costas más próximas no están a más de 230 *km* de la ciudad de Medellín. Además están las cuencas de los ríos Orinoco y Amazonas, al este y sureste respectivamente, cuyos piedemontes se encuentran a no más de 450 *km* de distancia del valle de Aburrá. Y, por supuesto, los tres ramales montañosos de la cordillera de los Andes.

Como toda región tropical, el clima de Antioquia está expuesto permanentemente a: i) la oscilación latitudinal de la Zona de Convergencia Inter-Tropical (ZCIT), que determina la sucesión anual de las estaciones secas y de lluvias; ii) la ocurrencia del fenómeno ENSO en sus tres fases: El Niño, La Niña y Normal (cálida, fría, neutra), las dos primeras asociadas a periodos de déficit y sobreabundancia de precipitación, respectivamente, en buena parte del territorio colombiano; iii) las ondas tropicales en general (las Ondas del Este entre ellas, con ciclos promedio de 4 a 6 días); iv) frentes originados en latitudes medias -del norte o el sur-, corrientes de chorro -de ambos hemisferios- y centros de alta presión, capaces todos ellos de afectar temporalmente las condiciones meteorológicas de mesoscala en Colombia (Mesa S., Poveda G., y Carvajal S., 1997).

El campo de las temperaturas promedio en superficie para el departamento de Antioquia se muestra en la Figura 2-6 (Poveda, 2006). En general se observa cómo el patrón de variación de la temperatura tiende a reproducir el patrón de los pisos altitudinales, debido al papel tan relevante que cumple el relieve en el comportamiento de esta variable. No olvidemos, sin

embargo, que los usos y tipos de suelo, la cobertura vegetal, y la presencia de humedales, embalses y centros urbanos, pueden afectar significativamente la estrecha relación existente entre la altitud y la temperatura media del aire en superficie.

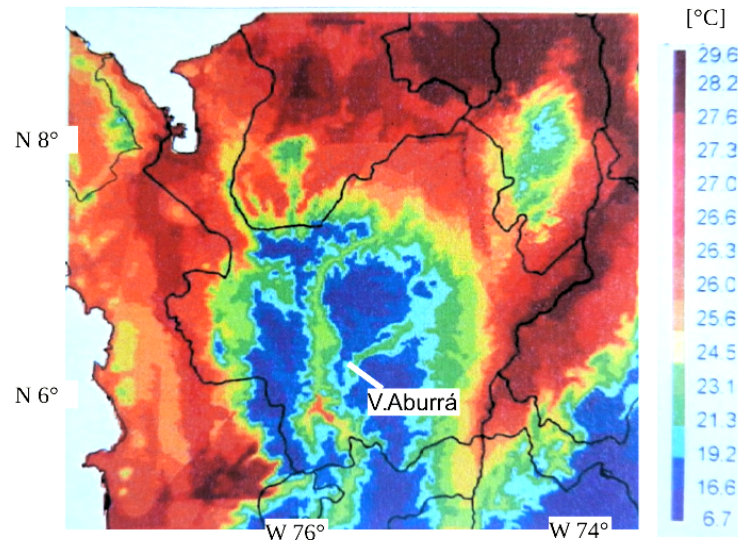


Figura 2-6.: Temperaturas promedio en superficie para el departamento de Antioquia (figura tomada y adaptada de: Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos (2001)).

El mapa que corresponde a la cantidad de precipitación (lluvia) anual promedio en Antioquia es un poco más complejo que el de la temperatura. En tal caso, además de la influencia que tienen el tipo de suelos, la cobertura vegetal y la topografía en los regímenes hidrológicos, es fundamental el papel que corresponde a los vientos. Las masas de aire húmedo provenientes del océano Atlántico, el trapecio amazónico o los llanos colombo-venezolanos, son conducidas por los vientos Alisios, cuya dirección predominante depende de la época del año: en la deriva meridional de la ZCIT, los Alisios del noreste traen humedad del mar Caribe, la cual choca con los frentes montañosos y las estribaciones de las cordilleras para internarse luego en los valles interandinos de los ríos Magdalena y Cauca, principalmente; en la deriva septentrional de la ZCIT, los Alisios llegan a Antioquia del sureste, después de cruzar la cordillera oriental y el valle del Magdalena, por lo general cargados de humedad que ha sido transportada desde la cuenca del Amazonas. De otro lado, la cercanía de la costa del Pacífico expone el territorio antioqueño al influjo de una de las zonas más lluviosas del planeta, de la cual ingresa una cantidad muy significativa de humedad, asociada en buena medida a la formación de extensos complejos convectivos de mesoscala sobre las aguas del litoral y a la activación de la corriente superficial conocida como el Chorro del Chocó, capaz de inyectar a las tierras continentales caudales de hasta $4200 \text{ m}^3/\text{s}$ (Poveda, 2006).

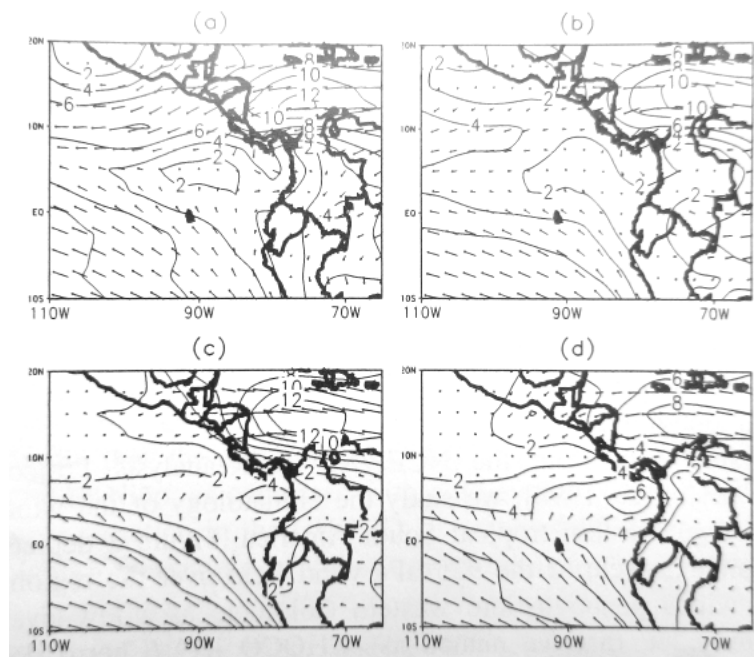


Figura 2-7.: Circulación media sobre Colombia a los 925 *hPa*, en condiciones hidrológicas normales (sin El Niño ni La Niña), para los trimestres: a) DEF, b) MAM, c) JJA, d) SON. Las isótacas difieren entre sí en 2 *m/s*. Figura tomada de Poveda y Mesa (2000), quienes procesaron datos del *NCEP/NCAR Reanalysis Project*.

El mapa de la Figura 2-8 representa la distribución anual promedio de la lluvia en Antioquia. Se destacan en él las zonas del piedemonte oeste de la cordillera occidental y el flanco sureste de la cordillera central como las zonas más lluviosas; la primera de ellas, según se dijo arriba, asociada al curso de la humedad proveniente del océano Pacífico, la segunda al ascenso de masas húmedas que remontan la ladera este de la cordillera Central, desde la planicie aluvial del río Magdalena. Snow (1976) observó cómo las tierras altas de la región andina de Colombia están rodeadas por flancos bastante más lluviosos, lo cual, a decir verdad, se confirma en el caso de Antioquia. Tal descripción resulta más bien simple si se tiene en cuenta el trabajo pionero de Espinal (2013), quien, apoyado en sus propias observaciones de campo y en escasos datos de temperatura y humedad, pudo identificar por los menos 10 zonas de vida en Antioquia, de las 30 correspondientes al sistema propuesto por Holdridge (1967). Las conclusiones generales de ese trabajo, aún vigentes, confirman cómo los agentes más notables que determinan el clima tropical, en el contexto del relieve andino, son capaces de producir un mosaico muy variado de ecosistemas en la escala local.

Como se señaló al principio de este capítulo, la radiación solar neta en superficie afecta el

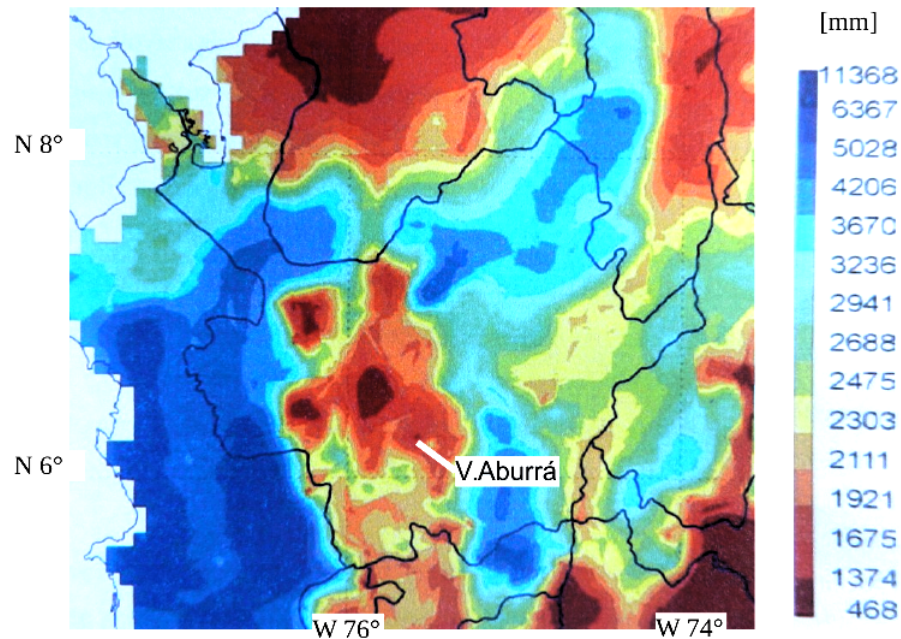


Figura 2-8.: Lluvia anual promedio para el departamento de Antioquia (figura tomada y adaptada de un informe del Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos (2001).

clima y la meteorología local. Además de los factores astronómicos, esta magnitud tiene relación con dos tipos de variables: topográficas y atmosféricas. En el primer grupo ya se hizo mención de la pendiente y el aspecto del terreno, que son variables puntuales a las cuales habría que adicionar el eventual bloqueo radiativo zonal producido por la interposición de las montañas (véase Figura 2-2). Recientemente hemos tratado de analizar los efectos de estas variables topográficas en el balance de energía radiativa superficial sobre el valle de Aburrá. La Figura 2-9, tomada de esos trabajos, muestra que en inmediaciones del área metropolitana del valle - que ocupa el centro de ambas imágenes - se encuentran algunos terrenos de menor pendiente ubicados al norte (Llano de Ovejas y altiplano de Santa Rosa), este y sureste (valle de San Nicolás) de Medellín, rodeados por escarpes bastante más acentuados al oeste y sur de esta ciudad, en dirección al río Cauca; se observan también los estrechos corredores escarpados que rodean el valle, cuyos picos se elevan en la margen derecha por encima incluso de la base del altiplano oriental, conformando la rampa de unos 500 metros de altura, sobre la cual se aceleran los vientos Alisios, tal como se dijo previamente. La imagen derecha de la Figura 2-9 permite identificar, desde el punto de vista de la variable “aspecto”, los terrenos enfrentados en que queda dividido el valle de Aburrá por el cauce del río Medellín; en esta imagen se nota también el flanco oriental de la cordillera central, que tributa sus aguas de escorrentía al río Magdalena, el cual es bastante más homogéneo desde el punto de vista de la variable en cuestión.

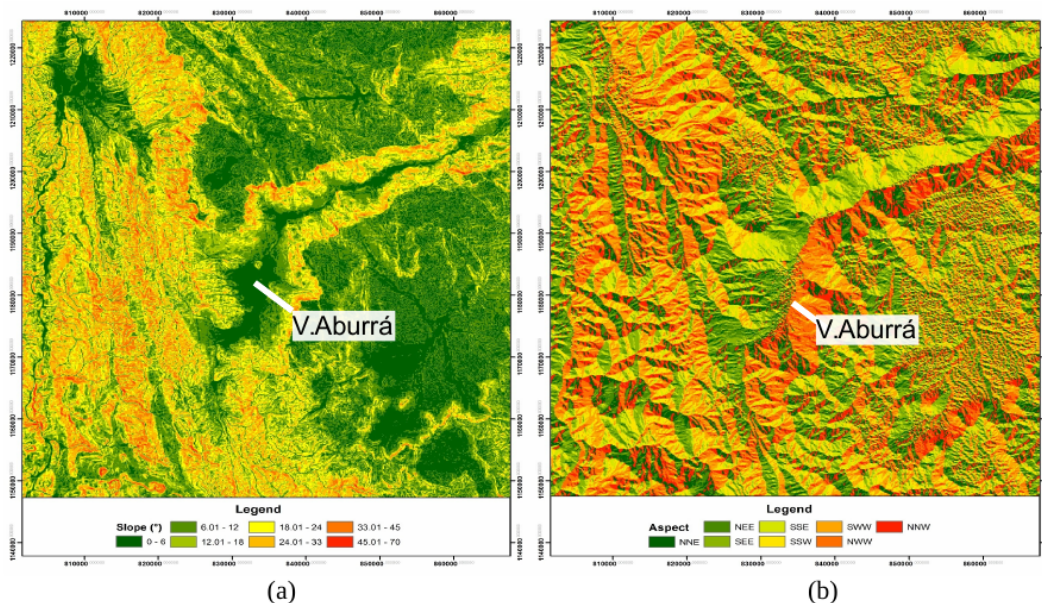


Figura 2-9.: Mapas de a) pendiente y b) aspecto en el valle de Aburrá y sus alrededores. Estos mapas se obtuvieron a partir de el modelo de elevación ASTER con resolución 30 m (<http://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.asp>).

Las variables atmosféricas están relacionadas con la presencia de aerosoles y de humedad en el aire -usualmente altos para la zona de estudio-, y la casi omnipresencia de nubes sobre esta geografía, que afectan de modo significativo los balances de energía. Desafortunadamente, aún hoy no se dispone de un sistema suficiente de radiómetros, ni de equipos para monitorear el paso de nubes y la distribución de aerosoles en la vertical. Algo similar se podría decir de los registros de temperatura, humedad y vientos en el valle: aunque en este caso las redes de monitoreo atmosférico se han cualificado enormemente en los últimos años, todavía no hay estudios sistemáticos de estas variables que permitan crear una imagen más completa de la atmósfera metropolitana y de las montañas a su alrededor.

2.2.3. Características urbanas del valle de Aburrá

Después de evaluar las posibles fuentes de información sobre la estructura de las edificaciones en el valle de Aburrá, se concluyó que las bases de datos más completas y confiables estaban en manos de la subdirección de catastro del municipio de Medellín, la oficina de catastro departamental de Antioquia y la autoridad ambiental metropolitana - el Área Metropolitana del Valle de Aburrá -, quienes accedieron a suministrar, para efectos de esta investigación, información correspondiente a la Encuesta de Calidad de Vida del año 2011, algunos archivos en formato SHAPE y un mosaico de imágenes de ortofoto con resolución de 2,5 m. Gracias

a los datos de la encuesta tenemos ahora un primer estimativo para el municipio de Medellín del número de niveles, tipo de armazón de muros y paredes y tipo de cubierta (techos) de las edificaciones. Los SHAPES sirvieron para calcular ancho medio de manzanas (estimado como la raíz cuadrada del área de la manzana) y ancho de vías, también para Medellín.

Por su parte, el cálculo de la fracción urbana se hizo con base en dos metodologías: una basada en la técnica de clasificación orientada a objetos (COO) aplicada a una imagen LANDSAT-7 ETM, tomada en el año 2006; y la otra, con el propósito de obtener un mapa más preciso de la huella urbana, basada en un algoritmo de clasificación supervisada aplicado a las ortofotos arriba mencionadas más algunas imágenes de satélite. Por lo pronto presentaremos los resultados de la primera metodología, y en el capítulo 5 se hará mención explícita a los de la segunda.

Estructura Urbana

La estructura urbana se refiere principalmente a la morfometría y distribución de los edificios, construcciones, árboles; y al ancho y orientación de los corredores viales (C. Grimmond y Oke, 1999).

La Figura 2-10 muestra el **ancho medio de manzanas** para los barrios del municipio de Medellín, junto con la desviación estándar correspondiente a cada barrio. De ella se deduce que:

- En los barrios más centrales predomina una manzana de entre 64 y 85 *m* de ancho.
- En los barrios periféricos (ubicados sobre todo en las comunas al norte y en las partes media y alta de la cuenca urbana del corregimiento de Santa Elena) las manzanas son más cortas que la media, mientras que en los barrios del sureste son más largas.
- La desviación estándar es de baja a moderada en casi todos los sectores urbanos del municipio, siendo más alta al sur.
- Los valores promedio y de desviación estándar del ancho de manzana para Medellín son 54.0 *m* y 28.0 *m*, respectivamente.

En la Figura 2-11 se presentan algunos valores estimados del **número de niveles de los edificios** y su desviación estándar para Medellín. Predominan en el mapa construcciones con menos de 11 niveles en toda la ciudad, con edificaciones más altas en el Poblado (sureste) y algunos barrios ubicados en las comunas La Candelaria (centro), Suramericana (centro) y Laureles (oeste). El mayor contraste lo ofrecen las periferias de las comunas Popular, Manrique y Villa Hermosa al este de la ciudad, y algunos barrios de las comunas 12 de Octubre, Robledo y San Javier, al occidente, los cuales tienen edificaciones con menos de

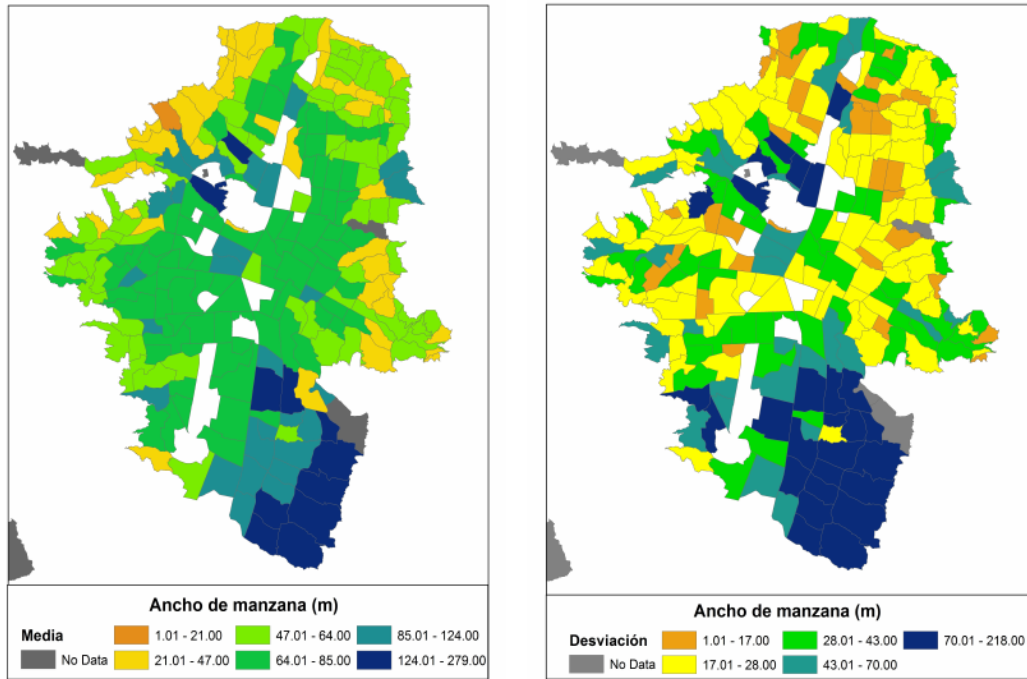


Figura 2-10.: Estimativos del ancho medio de manzanas para los barrios de Medellín (izquierda) y su correspondiente desviación estándar (derecha).

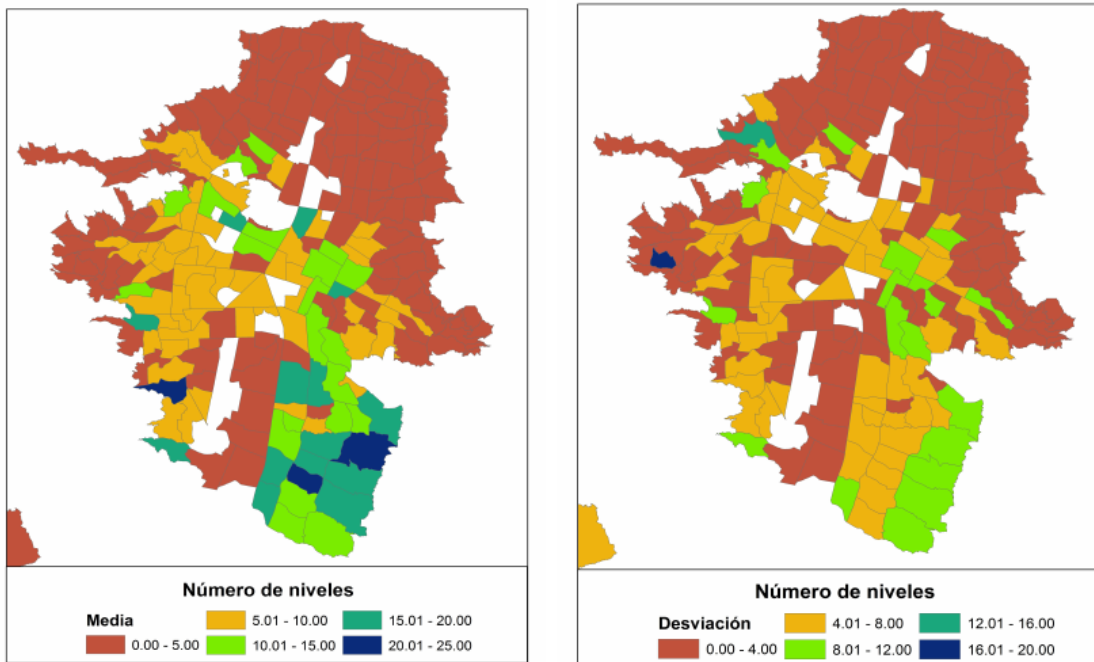


Figura 2-11.: Estimativos de número de niveles de los edificios para los barrios de Medellín (izquierda) y su correspondiente desviación estándar (derecha).

cuatro niveles. La zona norte de la ciudad, así como una parte del corredor industrial y de bodegas del río, presentan menor desviación estándar para altura que las franjas central y sur.

Con base en los datos de la encuesta de calidad de vida para Medellín del 2011 se pudo concluir que, para esa fecha:

- El promedio de niveles de construcción en zonas residenciales era de 2.66, con una desviación estándar de 1.53.
- El promedio de niveles de construcción en zonas de uso predominantemente comercial o industrial era de 3.02, con una desviación estándar de 2.61.

Los estimativos correspondientes a zonas de uso comercial e industrial se hicieron con base en datos de los barrios: Jesús Nazareno, El Chagualo, Estación Villa, San Benito, Guayaquil, Corazón de Jesús, Calle Nueva, Perpetuo Socorro, Villa Nueva, La Candelaria, Tenche, Trinidad, Campo Amor, Guayabal y Caribe. La información de estos mismos barrios no se incluyó en el cálculo de los valores estimados para barrios de uso preferentemente residencial.

En cuanto al **ancho de vías**, los resultados se resumen en la Figura **2-12**. Aquí los datos corresponden al ancho completo del corredor vial, incluidos los antejardines, andenes peatonales, separadores de calzada y las superficies de rodamiento de los vehículos a motor. Desde este punto de vista se observa un amplio predominio de corredores viales entre 10 y 15 m de ancho, con algunas vías más amplias en proximidades del eje del río, donde además es mayor la desviación estándar de la variable.

Materiales en superficie

Consideremos aquí las cubiertas (techos) y los armazones (estructura) de las construcciones. En ambos casos la encuesta de calidad de vida del año 2011 define unas categorías enfocadas a la calificación socioeconómica de las viviendas, más que a precisar los materiales de las mismas.

Las categorías para las cubiertas y sus valores en porcentaje, por número de predios, se incluyen en la Tabla **2-3**. Los resultados son incomprensibles o, por lo menos, poco útiles: la categoría que no está especificada tiene un 53 % en porcentaje, mientras que las otras remiten a mezclas de cubierta que no permiten hacer ninguna inferencia acerca de las propiedades térmicas y reflectivas de las mismas. Y en cuanto a las categorías de armazones, que aparecen en la Tabla **2-4**, tampoco hay mucho que pueda servir para caracterizar las propiedades físicas de la superficie urbana. De nuevo sorprende que la categoría denominada “madera-tapia” corresponda a un porcentaje tan alto. A pesar de que -supuestamente- contábamos con la base de datos completa del municipio de Medellín, es evidente que aquí

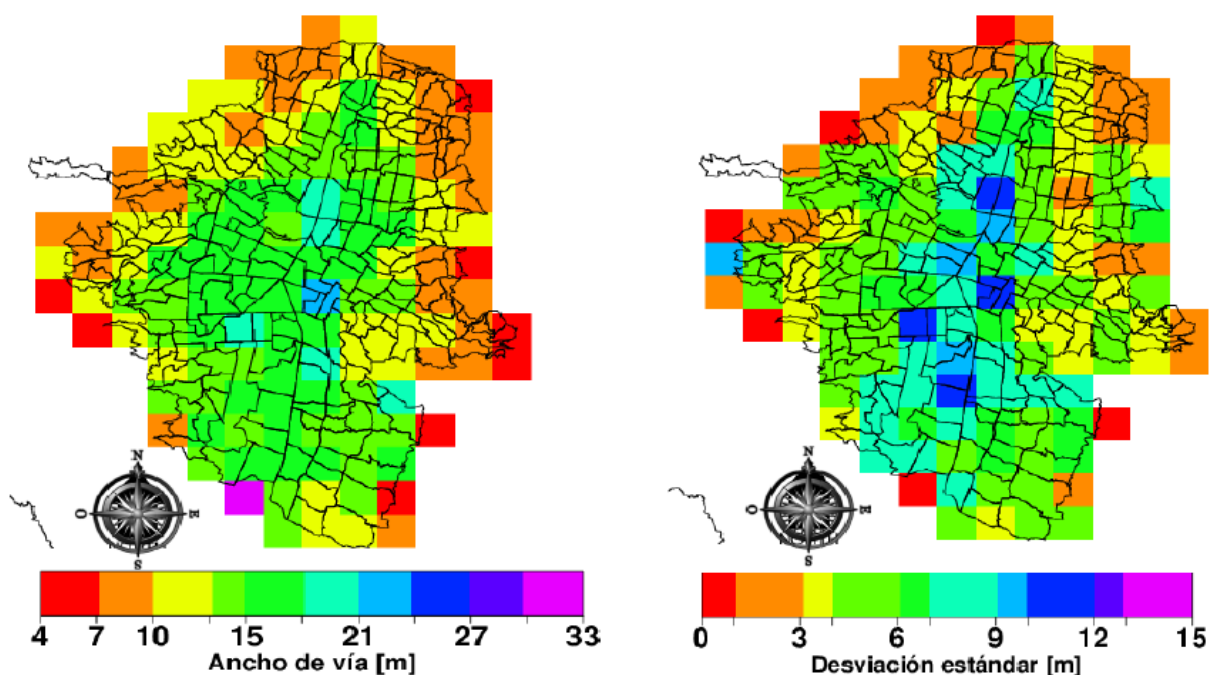


Figura 2-12.: Estimativos de ancho de vías para Medellín (izquierda) y su correspondiente desviación estándar (derecha).

hay un error.

En conclusión, aunque la encuesta de calidad de vida calificaba como la más opcionada para aportar información de los materiales de construcción urbanos en el Valle de Aburrá, lo cierto es que a partir de estos datos es imposible inferir nada que pueda servir para propósitos del presente trabajo. Dicho en otras palabras, aunque la información suministrada por las entidades de catastro puede ser útil para describir la calidad estructural y habitacional de armazones y cubiertas, es del todo inadecuada para cuantificar su respuesta térmica a la radiación solar y demás flujos de energía urbana en superficie.

Climatopos

Se mencionó antes que el concepto de las ZCL puede ser útil para identificar los contrastes climáticos en la escala local de las ciudades y su entorno. Así pues, de modo tentativo, se aplicó un procedimiento basado en técnicas de procesamiento de imagen, similar al propuesto por Bechtel *et al.* (2015) en el contexto del primer encuentro WUDAPT (*World Urban Data bases and Access Portal Tools*), realizado en julio de 2014 en Dublín, Irlanda. En dicho encuentro se consideró el valle de Aburrá como uno de los casos de estudio.

Tabla 2-3.: Tipos de cubierta en construcciones del municipio de Medellín según la encuesta de calidad de vida 2011 (fuente: catastro municipal de Medellín).

Código	Categoría cubiertas	Porcentaje
C0	Otros	53 %
C1	Materiales de desecho, teja asfáltica.	0 %
C3	Zinc, teja de barro, eternit rústico.	18 %
C6	Entrepiso (cubierta provisional) prefabricada.	8 %
C9	Eternit o teja de barro (cubierta sencilla).	15 %
C13	Azotea, aluminio, placas con eternit, teja de barro.	6 %
C16	Placa impermeabilizada, cubierta de lujo u ornamental.	0 %

Tabla 2-4.: Tipos de armazón en construcciones del municipio de Medellín según la encuesta de calidad de vida 2011 (fuente: catastro municipal de Medellín).

Código	Categoría residencial	Categoría industrial o comercial	Porcentaje
A0	madera, tapia.	-	54 %
A1	prefabricado.	-	0 %
A2	ladrillo, bloque, madera inmunizada.	-	18 %
A4	concreto hasta tres pisos.	-	10 %
A6	concreto cuatro o más pisos.	-	7 %
A8	-	Prefabricado	0 %
A12	-	ladrillo, bloque, madera inmunizada.	3 %
A22	-	Concreto	6 %

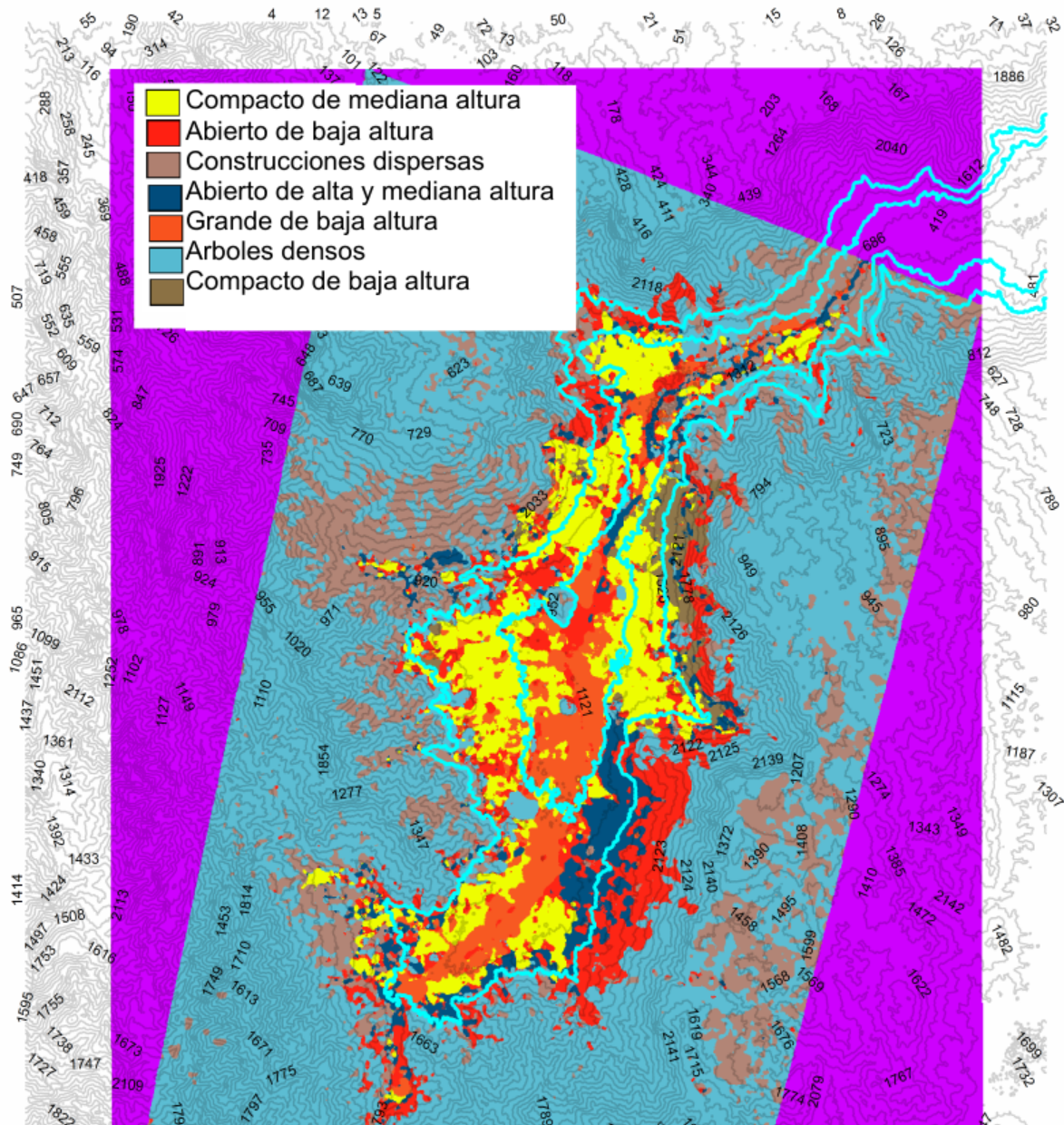


Figura 2-13.: Aproximación a un mapa de Zonas Climáticas Locales para el Valle de Aburrá, según la clasificación de Stewart y Oke (2012) y siguiendo la metodología propuesta por Bechtel *et al.* (2015)

La Figura 2-13 recoge los resultados de este primer ejercicio. Esta imagen muestra cómo las distintas “zonas climáticas” se disponen en forma de cascarones plegados unos sobre otros a partir del eje del río, de modo que: en el centro se distingue un corredor de construcciones grandes, de baja altura, correspondiente a bodegas, talleres y edificios institucionales; luego hay extensas áreas, compactas y de mediana altura, que ocupan tanto los flancos más suaves de la topografía como algunas laderas; en la margen derecha del río, en la comuna nororiental, se identifica una zona compacta de baja altura, mientras que al sur se encuentra una zona de construcciones abiertas, altas y de mediana altura correspondientes al sector El Poblado; finalmente, en la transición entre la ciudad y el entorno rural, se identifican construcciones abiertas de baja altura y construcciones dispersas. Estas construcciones dispersas se ubican no sólo en las periferias del área metropolitana, sino también en el llamado oriente cercano, donde los procesos de conurbación son cada vez más intensos.

Aunque las zonas detectadas y su distribución en torno al eje del río son consistentes con la estructura urbanística de la ciudad, los resultados del ejercicio no son del todo satisfactorios. El principal problema reside en que la metodología utilizada es ajena a las características topográficas del valle. Si bien el río y las laderas son determinantes en la distribución espacial de la huella urbana, y esto puede inferirse del mapa de “zonas climáticas”, no es del todo cierto que, por ejemplo, una zona compacta de mediana altura en la cuenca de la quebrada La García del municipio de Bello (al norte) sea climáticamente equivalente a una zona con la misma denominación pero dentro de la cuenca de la quebrada Doña María, al sur. En tales casos, se puede probar que los mayores contrastes climáticos están relacionados con el campo de viento en superficie y los eventos locales de precipitación.

Como se dijo anteriormente, el eje del río es un elemento estructurante tanto del relieve como de los patrones de urbanismo: muy cerca a él se han desarrollado el centro comercial y administrativo del municipio de Medellín y, hacia el sur, un conjunto de instalaciones comerciales e industriales que aún hoy (a pesar de las restricciones ambientales) contribuyen al dinamismo económico metropolitano. Este río es como la nervadura principal de una hoja, a la cual convergen varias subcuencas, a manera de limbos. Cada una de estas subcuencas es propiamente un *climatopo*, es decir: una entidad no homogénea que, sin embargo, constituye un conjunto acoplado de características topográficas, urbanísticas, de cobertura y clima capaz de operar como una unidad geográfica funcional en el contexto del valle. Y si el concepto de las ZCL es casi equiparable al de *climatopo* para un terreno plano, no ocurre lo mismo para un terreno de montaña, donde los patrones del relieve condicionan de modo tan determinante el clima y la meteorología local. La Figura 2-14 es una aproximación gruesa a la configuración río-subcuencas en el Valle de Aburrá; cada sub-área puede encerrar varias subcuencas menores que configuran, no obstante, una zona con cierta identidad geográfica y urbanística en el contexto del valle.

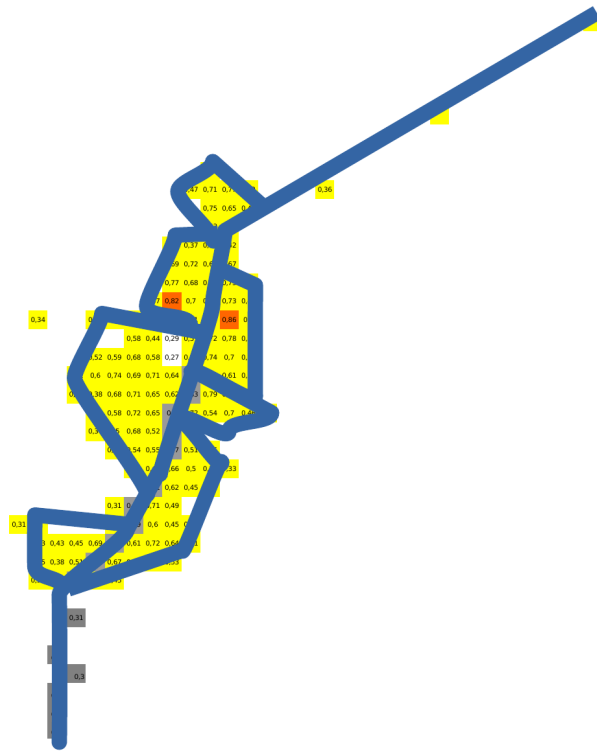


Figura 2-14.: Distribución gruesa de las principales subcuencas en el Valle de Aburrá

3. La Capa de Mezcla en un valle urbano

Uno de los temas más relevantes en la meteorología urbana es el de la capa de mezcla, el cual, junto con las condiciones de estabilidad atmosférica, tiene estrecha relación con el comportamiento de los ciclos de concentración de contaminantes en el aire.

La investigación sobre estas materias ha tenido que producir un conjunto de conceptos y análisis, no siempre tratados con suficiente claridad. Esto se da en ciertos casos porque el tema al que se hace referencia resulta todavía confuso, o porque el pensamiento científico, en su exploración, se vuelve cada vez más sutil y ya no hace referencia a lo básico, o porque, también hay que decirlo, es abordado con infortunado descuido. Así que, bien sea por el carácter complejo de estos temas o por la enmarañada trama de los argumentos físicos a los que hay que recurrir, parece conveniente comenzar estos análisis de la Capa de Mezcla (CM) estableciendo la base conceptual que servirá de referencia para el presente trabajo.

3.1. Capa Límite Atmosférica (CLA)

El concepto de la *Capa Límite Atmosférica* (CLA) está relacionado con diversos procesos dinámicos y termodinámicos que ocurren cerca de la superficie terrestre, y es pieza clave para entender las condiciones meteorológicas y del clima en la baja atmósfera. En palabras de Garratt (1992), la CLA es “la capa de aire... donde los efectos de superficie (fricción, calentamiento y enfriamiento) se sienten directamente en escalas de tiempo menores a un día, y donde los flujos de momentum, calor o materia son transportados por movimientos turbulentos en una escala [espacial] del orden de la profundidad de la capa o menos”. Por su parte Stull (1988), otro autor clásico en estas materias, considera que la CLA es “aquella porción de la troposfera directamente afectada por la presencia de la superficie de la Tierra, que responde a forzamientos del terreno del orden de una hora o menos”. Como ocurre en este caso, las discrepancias conceptuales a propósito de la CLA son todavía frecuentes, por lo cual es conveniente precisar muy bien en qué sentido se entienden los términos técnicos usados para definirla (Seibert *et al.*, 2000). En consecuencia, por razones que tienen que ver principalmente con el estudio de la capa de mezcla, en lo que sigue se adoptará la definición de CLA propuesta por Stull.

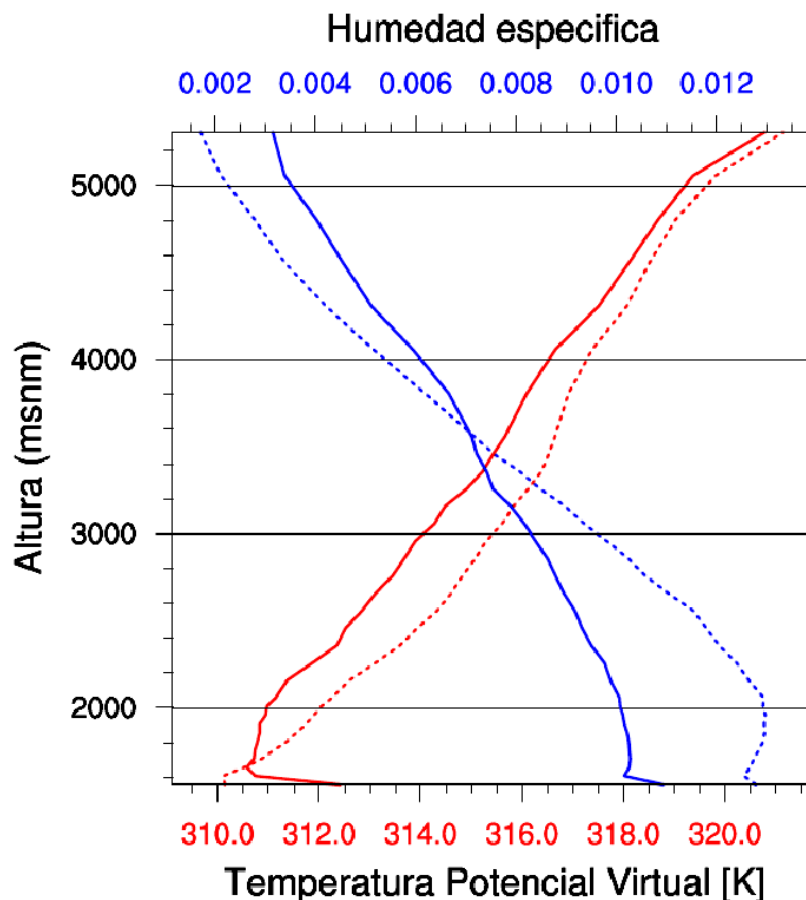


Figura 3-1.: Perfiles de humedad específica y temperatura potencial virtual para las 3:00 (líneas punteadas) y 15:00 (líneas continuas) hora local del día 14 de julio de 2013. Los datos, suministrados por SIATA (Valle de Aburrá), fueron tomados con un radiómetro de micro-ondas.

Lejos está la CLA de ser un concepto abstracto. Basta con echar un vistazo a cualquier perfil de temperatura, humedad o algún tipo de aerosol para tener evidencias de un estrato de altura variable que, ceñido a la superficie del terreno, se diferencia claramente del resto de la atmósfera. Una muestra de ello lo da la Figura 3-1, obtenida con el radiómetro de microondas del SIATA, ubicado a una altitud de 1556 *msnm* en la ciudad de Medellín (Colombia). En ella se presentan los perfiles de temperatura potencial virtual y de humedad específica para las 3:00 y las 15:00 horas del día 14 de julio de 2013 (hora local). Los datos de temperatura para las 3:00 (línea roja punteada) muestran condiciones de inversión térmica muy fuerte en casi toda la extensión del perfil, con la mera excepción de los primeros metros por encima de la superficie, lo cual es característico de condiciones atmosféricas estables en horas de la noche. Para las 15:00 horas, en cambio, queda claro que hay una capa de unos 1000 metros de altura donde el perfil de temperatura difiere en su tendencia del resto de la atmósfera (denominada *Atmósfera Libre*, AL): los primeros 50 m muestran una caída drástica de la

temperatura y de allí hasta los 2000 *msnm* aproximadamente, el perfil de temperatura es casi vertical (estabilidad neutra débil), siendo esto un indicio de condiciones atmosféricas turbulentas en superficie. Los perfiles de humedad específica (líneas azules), por su parte, acentúan las diferencias entre los primeros metros de atmósfera y el resto de la troposfera. En este caso se ve cómo la humedad es más alta cerca del terreno, y sólo por encima de los 600 o 700 metros su tendencia de decrecimiento se estabiliza a una tasa más o menos constante; en la noche estas condiciones son heredadas de la CM del día anterior, mientras el perfil de la tarde se da -por lo general- en condiciones de mezclado turbulento.

Así pues, el espesor de CLA contrasta fuertemente entre el día y la noche, pudiendo variar entre valores típicos que van de los 100 *m* a los 3000 *m* de altura. La Figura 3-2 corresponde al modelo conceptual normalmente aceptado para explicar la evolución diurna de la CLA sobre terreno plano y no-urbano, y en ella se identifican diferentes regiones o subcapas que componen lo que usualmente se conoce como la estructura vertical de la CLA. A continuación se explicarán los rasgos más característicos de estas subcapas.

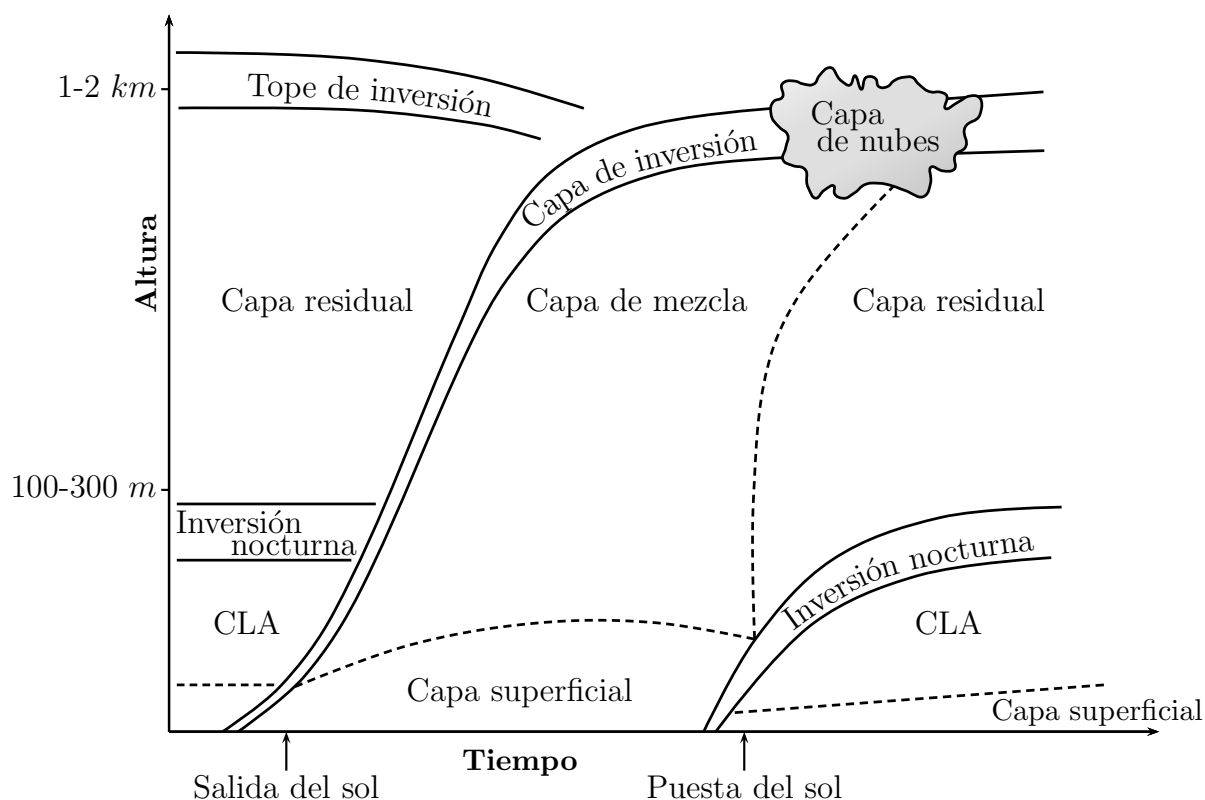


Figura 3-2.: Modelo conceptual para la evolución de la CLA durante el ciclo diurno, sobre terreno plano (figura adaptada de Wyngaard (1992)).

3.1.1. Capa de Mezcla (CM)

En horas de sol, y bajo condiciones meteorológicas normales, el vapor de agua, los aerosoles y las sustancias contaminantes -tanto si llegan de fuera como si son emitidos dentro de la CLA misma- se dispersan en esta subcapa en periodos tanto más cortos cuanto mayor sea la *energía cinética turbulenta* (ECT) local de las masas de aire. Dicha ECT (que, en realidad tiene unidades de energía por unidad de masa), se define como:

$$ECT = \frac{1}{2} \left(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2} \right) = \frac{1}{2} \left(\sigma_x^2 + \sigma_y^2 + \sigma_z^2 \right) \quad (3-1)$$

donde los términos u' , v' , w' representan las fluctuaciones del campo medio de velocidad en las tres direcciones espaciales; el promedio de cada uno de los cuales, elevado al cuadrado, constituye la varianza de la velocidad en la dirección correspondiente. La ECT, además de incidir en la estructura térmica de la CLA, también afecta los flujos de especies, radiativos y de momentum en superficie, lo cual se manifiesta en la naturaleza más uniforme de los perfiles de humedad, aerosoles y velocidad del viento, como se puede ver en el ejemplo de la Figura 3-1. De la ECT también depende la distancia vertical entre el terreno y el tope de la CM, denominado *Altura de la Capa de Mezcla* (h_{CM}), que no es propiamente “una” altura sino, más bien, una función espacio-temporal fuertemente acoplada al ciclo diurno de radiación. Algunas evidencias experimentales conducen a pensar que, en aquellos sitios y circunstancias donde la intensidad de la radiación solar es mayor – probablemente en los trópicos y durante el verano en las latitudes medias- la h_{CM} debería ser más alta y su variabilidad diurna más intensa (Dandou *et al.*, 2009; Kolev *et al.*, 2007; Piringer *et al.*, 2007).

La ECT varía en el tiempo según sea la contribución relativa de diferentes fuentes, sumideros o procesos disipadores de energía (Stull, 1988), a saber:

- a) La flotabilidad (FLO) generada por el gradiente vertical negativo de la temperatura potencial virtual, θ_v , que favorece el transporte de masas de aire caliente (corrientes térmicas) desde el piso hasta el tope de la CM, justo donde tiene lugar una zona de transición hacia la atmósfera libre, conocida como la *Zona de Intercambio* (ZI). Esta ZI está caracterizada por gradientes de temperatura θ_v positivos y niveles de ECT bastante menores que los del resto de la CLA (Batchvarova y Gryning, 1994).
- b) Los esfuerzos cortantes (CORT), producidos por el gradiente vertical de velocidad, $\frac{\partial \vec{V}}{\partial z}$.
- c) La advección de energía turbulenta (ADT), vinculada a términos del tipo $U_j \frac{\partial (ECT)}{\partial x_j}$
- d) El transporte turbulento (TTU), debido a derivadas del tipo $\frac{\partial (u' \cdot ECT)}{\partial x_j}$, que describen cómo la ECT es transportada por vórtices turbulentos.

- e) Las perturbaciones del campo de presión (PP), asociadas principalmente a ondas de gravedad.
- f) La acción disipativa de la viscosidad (DV).

En consecuencia, la ecuación pronóstica de balance local de la ECT se escribe generalmente como:

$$\frac{\partial ECT}{\partial t} = FLO + CORT + ADT + TTU + PP + DV \quad (3-2)$$

Puesto que el término DV es negativo, se requiere que haya ingreso o producción neta de ECT para que el balance de la energía turbulenta se mantenga positivo en el tiempo dentro de un volumen de control.

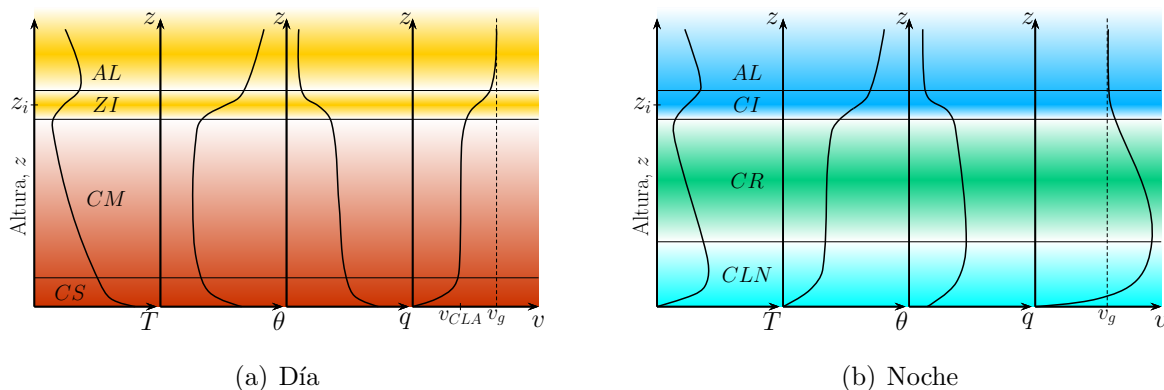


Figura 3-3.: Esquema típico de cómo varían la temperatura ambiente (T), la temperatura potencial (θ), la humedad específica (q) y la velocidad (v) dentro de la CLA. (Figura adaptada de Wallace y Hobbs, 2006).

3.1.2. Capa Límite Nocturna (CLN)

Poco antes del ocaso, la superficie del terreno se enfría y la CM se transforma rápidamente. La primera señal de estos cambios ocurre cerca del piso, donde el perfil de temperaturas deviene rápidamente hacia condiciones de estabilidad estática, creando lo que se denomina la CLN. Aunque la velocidad del viento cerca de la superficie es con frecuencia débil, ello no impide que poco más arriba, todavía en la CLN, puedan generarse esporádicas corrientes de chorro de baja altura, por lo cual el origen de la turbulencia en esta capa es predominantemente mecánico. Esta turbulencia también puede dispersar especies en la CLN, pero las posibilidades de que propicie un mezclado intenso y permanente son menores si se las compara con las de la capa convectiva (diurna), lo cual explica en parte porqué las emisiones

contaminantes nocturnas pueden llegar a ser más peligrosas que las que ocurren durante el día, principalmente en zonas pobladas. La CLN, además, a diferencia de la CM, no siempre tiene un borde superior bien definido, razón por la cual algunos autores optan por atribuir a éste un cierto valor de referencia de la ECT, lo cual no resuelve por completo la dificultad de encontrar un criterio objetivo e infalible para determinar el tope de esta capa (denominado *Capa de Inversión*, CI).

3.1.3. Capa Residual (CR)

Por encima de la CLN aparece una *Capa Residual* cuyos patrones de distribución de aerosoles y especies químicas son heredados de la CM. Puesto que la base de la CR no está en contacto directo con la superficie del terreno y sus variables de estado no cambian en correspondencia con la CLN, un autor como Stull (1988) es consecuente al decir que la CR no hace parte de la CLA; en contraste, según la definición dada por Garratt (1992) la CR sí sería parte de la CLA. El perfil de humedad para las 3:00 horas en la Figura 3-1, por ejemplo, muestra un cambio muy marcado en la tendencia de la humedad específica a una altura de casi 700 m por encima de la base del Valle de Aburrá, probablemente el tope superior de la CR, mientras el perfil de temperatura correspondiente indica fuerte estabilidad atmosférica casi desde el nivel del piso. En otras palabras, sería equivocado concluir que, para la fecha y hora en cuestión, había mezclado turbulento en los primeros 700 m de atmósfera a pesar de las condiciones de estabilidad predominantes. En efecto, es durante las horas de la noche que se establece la diferencia más marcada entre lo que se denomina la *Capa de Mezcla* y la *Capa Mezclada*, el primer término de los cuales alude al proceso de mezclado y el segundo a la condición de mezclado en sí misma.

3.1.4. Capa Superficial (CS)

Es la región de la CLA que está en contacto directo con la superficie del terreno. Bajo el supuesto de un terreno plano, poco rugoso y homogéneo, se admite que en la CS son válidas las relaciones de *similitud de Monin-Obukhov* (MOS), las cuales, es obvio, no se pueden aplicar a un terreno urbano (Baklanov, Grimmond, Mahura, y Athanassiadou, 2009) o montañoso (M. Rotach, Andretta, Calanca, Weigel, y Weiss, 2008) sin introducir importantes modificaciones.

La CS se denomina también “Capa de flujo constante” debido a que los flujos verticales promedio de momentum horizontal y de calor, escalados en altura (siendo z la distancia vertical desde el piso y h la altura de la CLA), son bastante menores que la unidad (Wyngaard, 2010) en los primeros metros de la atmósfera. Esto es:

$$\frac{z}{u_f^2} \frac{\partial \overline{w'u'}}{\partial z} \sim \frac{z}{h} \ll 1 \quad \frac{z}{Q_H} \frac{\partial \overline{w'\theta'}}{\partial z} \sim \frac{z}{h} \ll 1 \quad (3-3)$$

Aquí u_f es la velocidad de fricción y Q_H el flujo de calor sensible en superficie, los cuales se definen en los siguientes términos

$$u_f = \sqrt{|\tau/\rho|} = \left[\overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2} \right]^{1/4} \quad Q_o = -\alpha_t \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (3-4)$$

siendo $\alpha_t = K_t/(\rho c_p)$ la difusividad térmica del aire, compuesta por la conductividad térmica (K_t), la densidad (ρ), y el calor específico (c_p) del aire.

Las relaciones (3-3) explican porqué se asume que la altura de la CS es de un orden del 5 % al 10 % de la altura de la CLA (Garratt, 1992; Stull, 1988; Wyngaard, 2010).

3.2. Capa Límite Urbana (CLU)

La Capa Límite Urbana es la región de la CLA directamente afectada por la presencia de la ciudad. En otras palabras, la CLU es un caso especial de superposición de Capas Límites Internas (CLI), cada una de las cuales responde a singularidades puntuales del terreno (un árbol, una pequeña colina, un edificio, un puente) y a cambios de las propiedades de la superficie (térmicas, de humedad, de rugosidad) capaces de producir perturbaciones locales en la estructura de la CLA (Garratt, 1992; Savelyev y Taylor, 2005). La CLU se asienta como una “pluma” sobre la ciudad en dirección del viento, hasta alcanzar un nuevo estado de equilibrio (Figura 3-4) lejos del núcleo urbano que le diera su origen (Batchvarova y Gryning, 2006; Oke, 1988).

Considerando la asombrosa proliferación de centros urbanos en el mundo, sorprenden los pocos casos de estudio detallados sobre CLUs. Se sabe, eso sí, que en la CLU el elemento más perturbador son las edificaciones (Piringer *et al.*, 2007), no sólo porque modifican los patrones de rugosidad e introducen planos horizontales, verticales e inclinados que afectan los flujos de momentum en superficie, sino porque estos elementos además generan una notable variabilidad espacial en las propiedades térmicas y radiativas asociadas a los materiales de construcción, que alteran el balance superficial de energía. A estos efectos dinámicos y termodinámicos urbanos sobre las masas de aire, se le suman alteraciones de escala regional a los regímenes hidrológicos, debidas en parte a las extensas áreas impermeables de

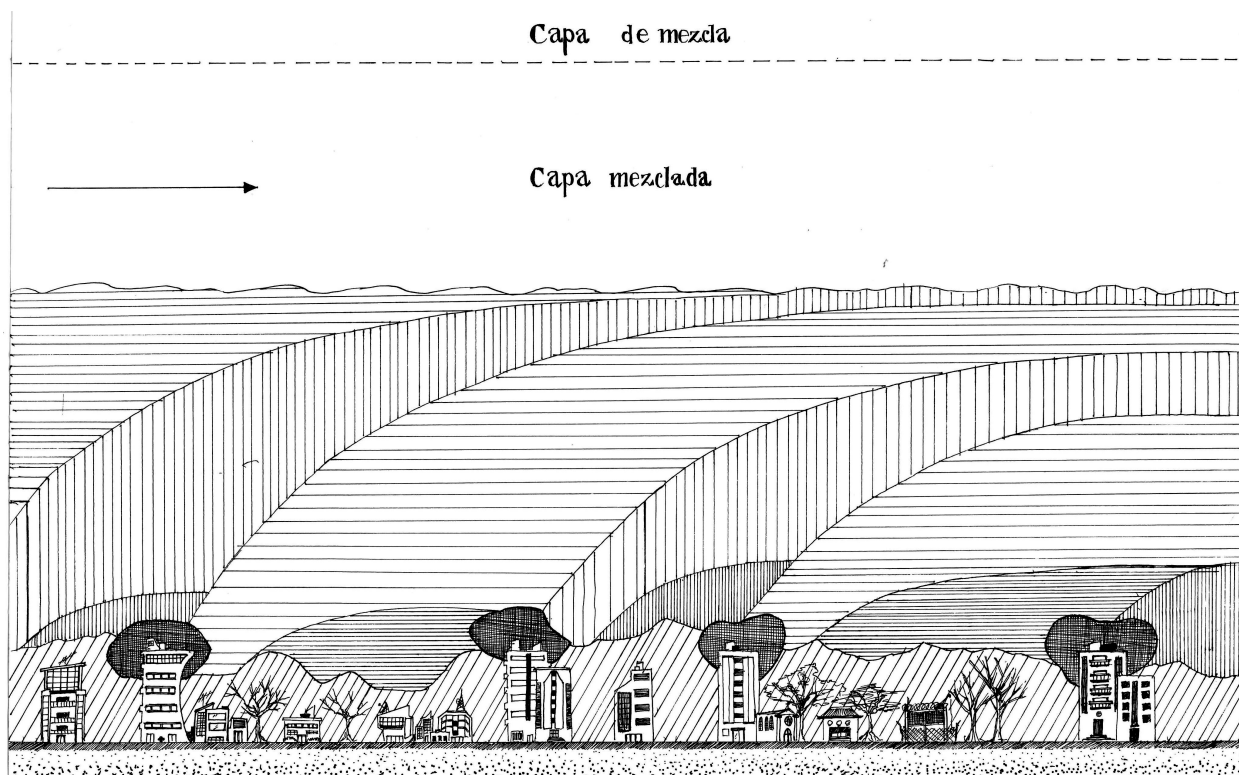


Figura 3-4.: Esquema de la CLU entendida como una combinación de capas límites internas. Los sectores identificados con líneas verticales y horizontales más espaciadas corresponden a perturbaciones asociadas a edificaciones altas y bajas respectivamente. Los patrones de líneas más apretadas señalan zonas con cierto equilibrio, donde eventualmente se pudiera aplicar la teoría MOS. Las líneas inclinadas indican la capa rugosa sobre el terreno; y las pequeñas regiones “punteadas”, que se ubican en lo alto de algunos edificios, son zonas de “ajuste” entre sectores vecinos. Por encima de la “pluma urbana” se extiende una capa donde se entremezclan esas capas internas y, más arriba, se encuentra la CM. (Figura adaptada de Batchvarova y Gryning, 2006). Ilustración de J.A.Ruiz.

la ciudad y a la existencia de redes hidráulicas para el suministro y drenaje de agua. En suma, la actividad de la ciudad no sólo es susceptible de afectar la calidad del aire sino también los flujos normales de calor y de humedad, los campos de temperatura y de velocidad, los espectros de turbulencia, el arrastre aerodinámico en superficie, las condiciones de circulación y la advección efectiva de las especies contaminantes (C. Grimmond y Oke, 1999).

El análisis de la CLU requiere identificar en ella por lo menos tres escalas espaciales, según la propuesta original de Oke (2008), divulgada por la World Meteorological Organization (2008) -véase la Figura 3-5-. En primer lugar está la *mesoscala*, que se extiende sobre las áreas urbana, suburbana y rural en distancias del orden de las decenas de kilómetros, y abarca por completo la estructura vertical de la CLA, incluida la CLU.

La *escala local*, por su parte, constituye la señal integrada de los efectos atmosféricos provenientes de la microescala en un rango de distancias horizontales no mayores a unos cuantos kilómetros ni, por lo general, menores a un kilómetro (véase el concepto de las Zonas Climáticas Locales en el capítulo 2). La World Meteorological Organization (2008) recomienda ubicar buena parte de los sensores de las estaciones climáticas estándar por encima de la *subcapa rugosa*, de la cual hablaremos más adelante.

La *microescala* representa, en cambio, todos aquellos procesos, flujos y forzamientos que tienen lugar al nivel de las edificaciones, parques, árboles, corredores viales y demás elementos característicos de la ciudad. Debido a que la mayoría de las estaciones urbanas de monitoreo meteorológico y de calidad del aire están instaladas muy cerca del piso, se debe tener el mayor cuidado de no extrapolar este tipo de datos a las otras dos escalas arriba mencionadas. Esta práctica, desafortunadamente muy extendida, introduce confusión y desaciertos en el análisis.

La compleja estructura vertical de la CLU se sugiere ya en las Figuras 3-4 y 3-5, las cuales refuerzan la importancia de tener claros los conceptos relacionados con ella. La literatura técnica al respecto es profusa, lo cual no quiere decir que el tema esté agotado. Todo lo contrario, se requerirán al respecto muchos años de juiciosa investigación antes que se puedan representar con aceptable precisión los procesos que ocurren a este nivel. En lo que concierne a este trabajo, diremos que la CLU se compone de dos subcapas, la inercial y la rugosa, la parte inferior de esta última denominada dosel urbano. Dichas subcapas se definen en los siguientes términos:

- La *subcapa rugosa* (SR) es la capa de atmósfera que se asienta directamente sobre las construcciones y el terreno. Los rasgos más característicos de su estructura son: a) tanto los esfuerzos cortantes turbulentos como la energía cinética turbulenta alcanzan un máximo justo por encima del tope de las edificaciones (Kastner-klein y Rotach, 2004); b) la difusión turbulenta generada por el viento al paso por las construcciones,

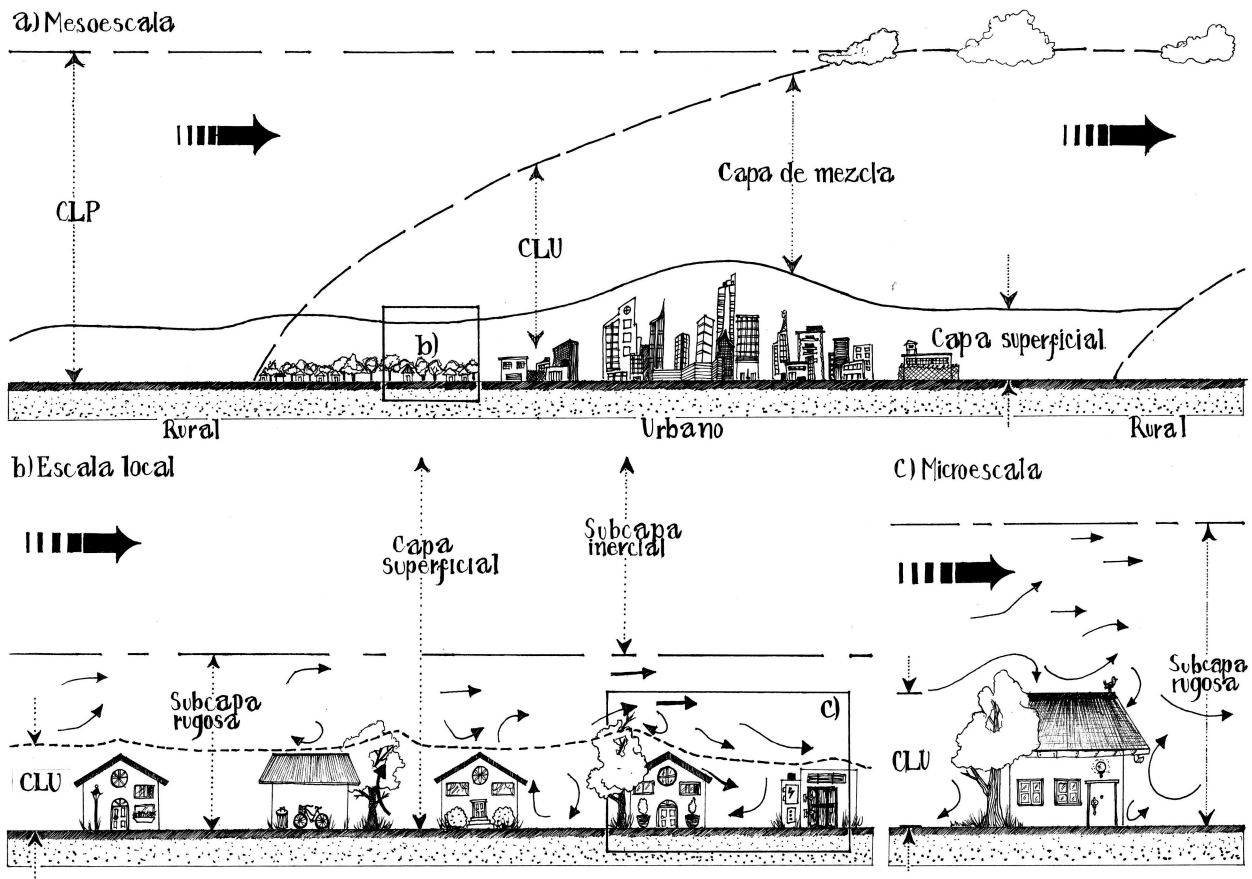
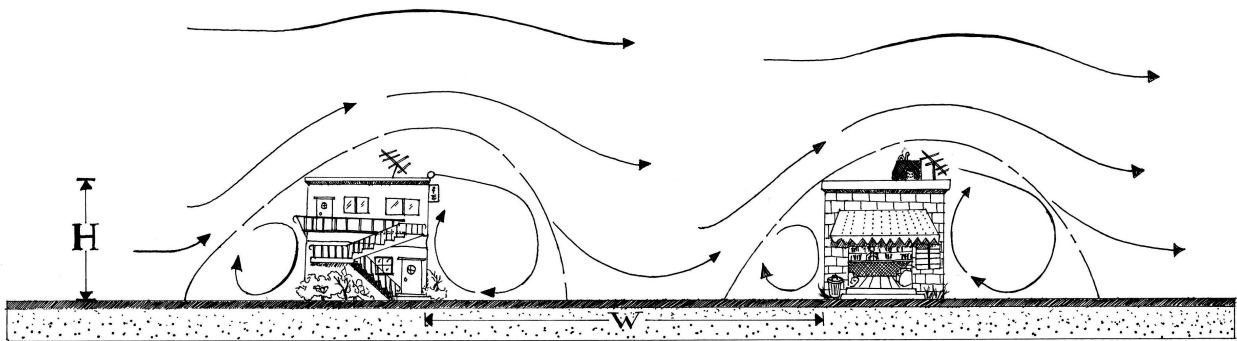


Figura 3-5.: Escalas espaciales de la Capa Límite Urbana convectiva en horas de Sol. La figura es adaptada de C. S. B. Grimmond (2006), quien a su vez toma una versión ya adaptada de un original presentado por (Oke, 1997). Ilustrador J.A.Ruiz.

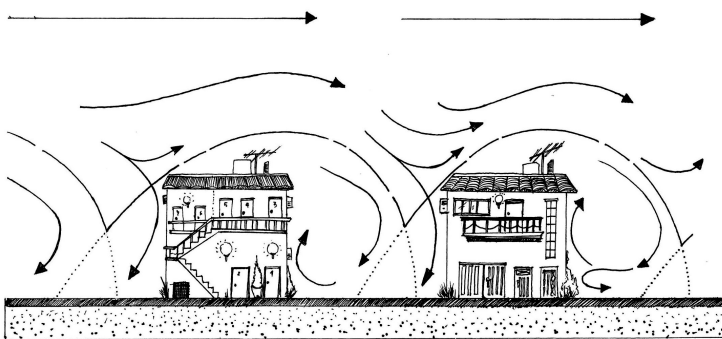
mezcla eficientemente momentum, masa, calor, humedad y cualquier otra cantidad escalar (C. S. B. Grimmond, 2006; Roth, 2000), estos procesos difusivos dependen en gran medida de la forma de los edificios y del espaciamiento entre ellos; c) las estelas y callejones de vórtices que se generan cuando el flujo choca con los edificios afecta también el transporte efectivo de momentum turbulento en la subcapa rugosa, pero no en igual medida el transporte de calor o de masa (Roth, 2000); d) diferencias de temperatura y humedad al interior de los corredores viales y entre las fachadas que dan la cara al sol o quedan ocultas, refuerzan el carácter tridimensional de los flujos de masa y de calor en la microescala (Roth, 2000); e) el aumento del mezclado mecánico turbulento en superficie, junto con la posible presencia de islas de calor, modifica las características de la capa de mezcla y probablemente aumenta su altura (Piringer *et al.*, 2007), f) diversos autores han encontrado que la altura de la subcapa rugosa depende fuertemente de las propiedades morfométricas y aerodinámicas de la superficie (tanto en magnitud como en su variabilidad), y más o menos coinciden en que el tope de ésta puede estar entre 1,5 veces la altura de los edificios para zonas con altos niveles de densidad urbanística, hasta 5 veces la altura en zonas menos densas, por encima de la superficie del terreno (Batchvarova y Gryning, 2006; World Meteorological Organization, 2008); g) mediante estudios de laboratorio se han identificado algunos patrones de circulación en la subcapa rugosa, como los que se esquematizan en la Figura 3-6 para diferentes espaciamientos regulares de edificaciones y vientos en dirección perpendicular a los corredores viales -subsisten muchos interrogantes acerca de cómo se afectan dichos patrones básicos cuando se trata de espaciamientos reales, en ciudades con una alta variabilidad morfométrica.

- El *dosel urbano* (UCL: *Urban Canopy Layer*), definido como la región comprendida entre el nivel original del terreno y el tope promedio de los edificios, por lo general se considera parte constitutiva de la SR (Raupach, Antonia, y Rajagopalan, 1991; Roth, 2000). De su adecuada caracterización y entendimiento dependen en buena medida los estudios de dispersión atmosférica (Baklanov *et al.*, 2009; Piringer *et al.*, 2007) y de meteorología urbana, sobre todo en temas relacionados con los perfiles de viento en superficie, la conductividad aerodinámica para el transporte de momentum, las escalas de intensidad de la turbulencia, los estimativos de la altura de la SR y de la CLA, y la convergencia o divergencia de circulaciones (C. Grimmond y Oke, 1999). Aunque las características rugosas de dicho dosel pueden llegar a ser muy complejas, se ha podido identificar en él un conjunto básico de variables morfométricas como las más representativas, entre ellas: porcentajes de cobertura urbana, densidad del empaquetamiento de las edificaciones, áreas de bloqueo vertical de los edificios, altura del plano de desplazamiento y rugosidad aerodinámica. Las relaciones funcionales entre estas variables y la estructura de la CLU se intentan establecer, por ejemplo, mediante teorías de similitud que modifican el análisis original de Monin-Obukhov (Kastner-klein y Rotach,

(a) Flujo sobre elemento aislado.



(b) Flujo con interferencia de estela.



(c) Flujo saltante.

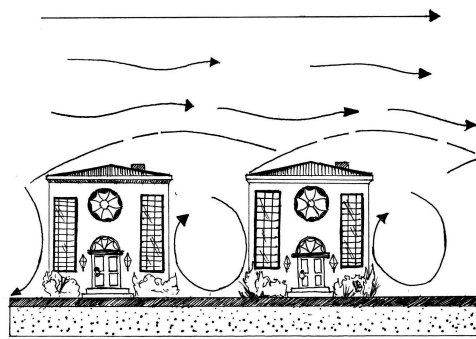


Figura 3-6.: Patrones básicos de circulación en la subcapa rugosa sobre diferentes configuraciones de espaciamiento entre bloques urbanos de igual altura. Adaptada de Oke (1988). Ilustrador J.A.Ruiz.

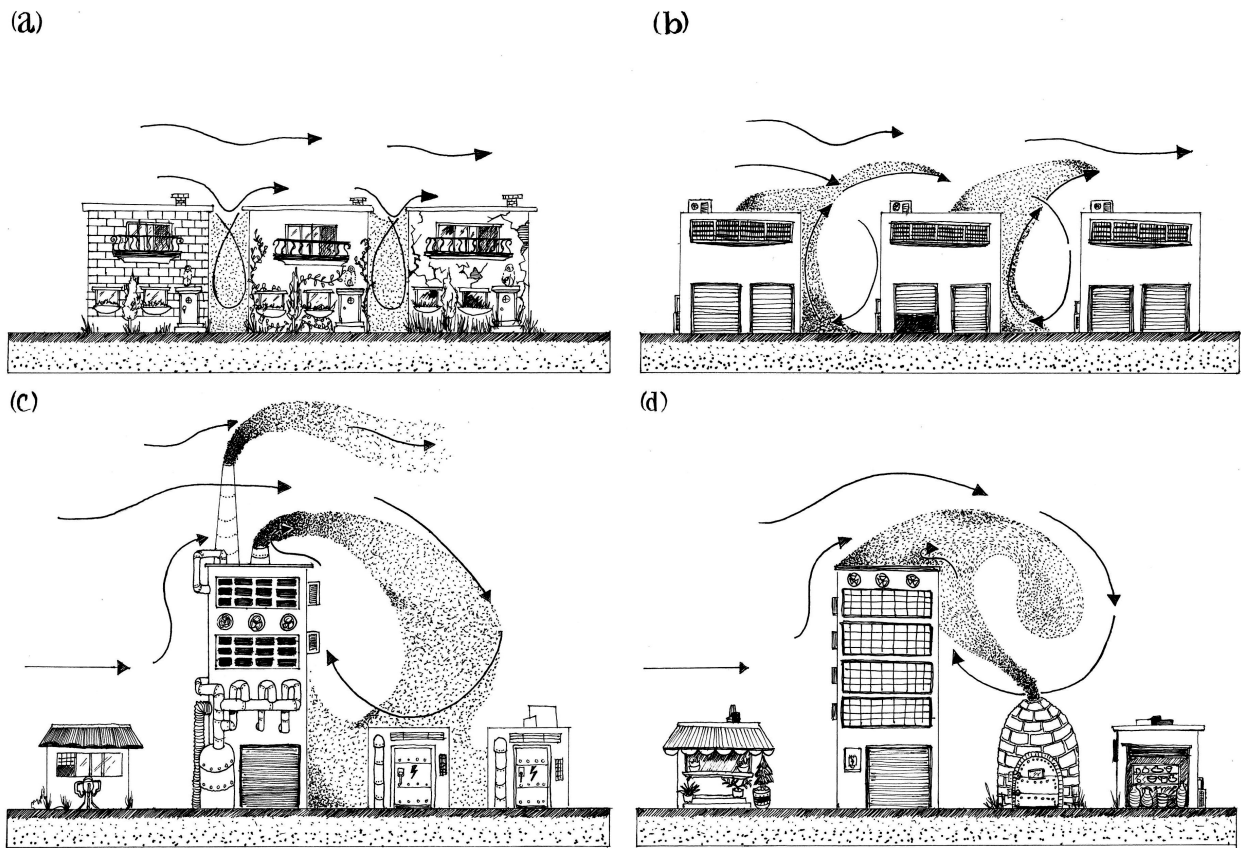


Figura 3-7.: Esquema simplificado del transporte y atrapamiento de sustancias aéreas contaminantes en diferentes configuraciones del dosel urbano, para vientos perpendiculares a los corredores viales. Adaptada de Oke (1988). Ilustrador J.A.Ruiz.

2004; M. W. Rotach, 1993) o con base en parametrizaciones espacialmente promediadas (Coceal y Belcher, 2004; MacDonald, 2000). Un esquema como el de la Figura 3-7 pone de presente los intrincados patrones de circulación de sustancias contaminantes en el dosel urbano de una ciudad real.

- La *subcapa inercial* (SI), según el enfoque tradicional, corresponde a la porción restante de la capa superficial urbana, una vez se sustrae de ella la subcapa rugosa. En principio, se asume que allí es válida la teoría MOS, la cual está basada principalmente en los siguientes supuestos (Garratt, 1992; Stull, 1988; Wyngaard, 2010): a) los flujos turbulentos son “constantes” en esta subcapa, según establecen las relaciones de similitud (3.3); b) las componentes medias del campo de velocidades son horizontalmente homogéneas, es decir, sólo varían con la altura; c) la atmósfera exterior a la CLA (atmósfera libre) no afecta la capa superficial. Como estos supuestos no corresponden exactamente a las condiciones de la capa superficial urbana, varios autores - entre ellos (Batchvarova y Gryning, 2006; Kastner-klein y Rotach, 2004; M. W. Rotach, 2001; M. W. Rotach, Gryning, Batchvarova, Christen, y Vogt, 2004)- insisten en hacer algunas modificaciones a la propuesta original de Monin-Obukhov. La Figura 3-8, por ejemplo, corresponde a un esquema de M. W. Rotach (2001), quien propone sustituir la velocidad de fricción en superficie por una donde se produzca el esfuerzo turbulento máximo, a una altura z^* ; se supone que con estos cambios, la MOS volvería a ser técnicamente aplicable. Desafortunadamente, este enfoque no resuelve siempre todos los problemas: considérese, por ejemplo, cuando la capa superficial urbana sea ocupada en su totalidad por la subcapa rugosa, de modo que la CS se fusiona directamente con la CM; en tales circunstancias no existiría subcapa inercial y tampoco habría dónde aplicar la teoría MOS (Piringer *et al.*, 2007).

Ahora bien, la documentación técnica acerca de los procesos meteorológicos en terrenos urbanos de topografía compleja es todavía más escasa y, si bien no existen razones para descartar los desarrollos de la teoría clásica de la capa límite, lo cierto es que no se sabe con precisión hasta qué punto estos son válidos y cuáles son propiamente sus mayores limitaciones o desaciertos. Algunos estudios relativamente recientes se han realizado en terrenos escarpados como el valle de Riviera, al sur de Suiza, o en ciudades como Basilea – proyecto BUBBLE (Weigel, Chow, y Rotach, 2007)- y Atenas (Batchvarova y Gryning, 1998). Para tener una idea de las novedades que pueden aparecer en las atmósferas de montañas, mencionemos algunos aspectos señalados por M. W. Rotach y Zardi (2007) a propósito del proyecto *Mesoscale Alpine Programme* (MAP):

- a) La estructura de la capa límite en montaña requiere un análisis detallado. En particular, se advierte que la ocurrencia de las inversiones térmicas, las condiciones de estabilidad,

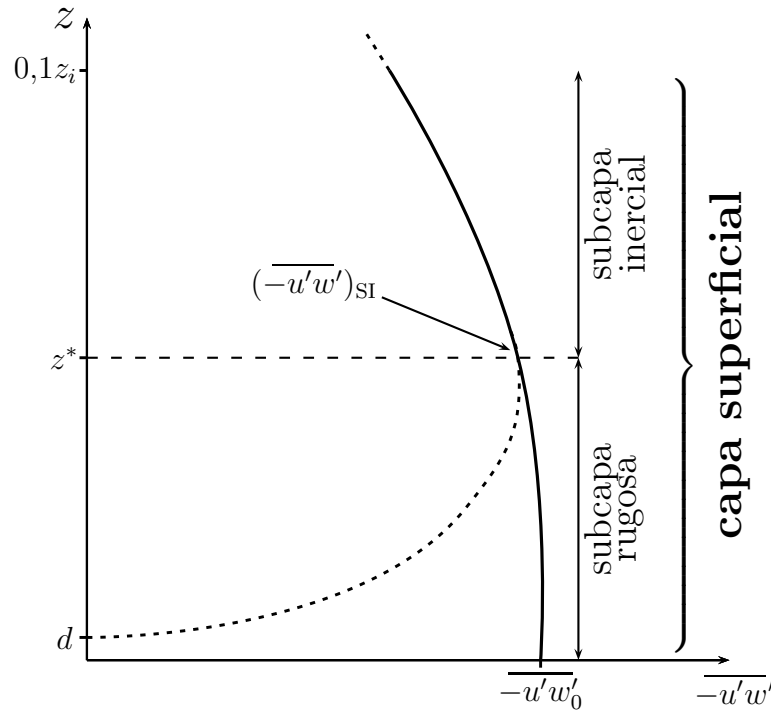


Figura 3-8.: Esquema de M. W. Rotach (2001) para estimar la altura de la subcapa rugosa (z^*) y redefinir la escala de velocidades turbulentas en la SI. Los esfuerzos de Reynolds (línea punteada) tienden a disminuir en la porción baja de la CS urbana, contrario al supuesto de una CS con flujo constante. La línea continua corresponde a una parametrización propuesta por Haan y Rotach (1998). En la figura z_i denota la altura de la CLA.

la altura de las capas convectivas y la interacción de la atmósfera de montaña con los flujos en la atmósfera libre, pueden presentar desviaciones respecto de los patrones clásicos reportados en los libros.

- b) Debe estudiarse la reducida aplicabilidad en montaña de las leyes de escalamiento deducidas para la CLA; un punto que merece especial atención es el escalamiento de la ECT. De hecho, la interacción entre la atmósfera libre y la capa límite puede afectar los flujos verticales de masa, momentum, energía y humedad entre las dos.
- c) Los flujos turbulentos en superficie muestran un acoplamiento fuerte con los patrones de radiación atmosférica al nivel del terreno. Este comportamiento reitera la importancia de hacer una caracterización zonificada de las condiciones atmosféricas en montaña, y no conformarse con un único “punto representativo”, pues tal punto podría no existir.
- d) Los flujos de aire en cañones curvados o en estrechamientos topográficos, así como la

interacción entre las circulaciones de mesoscala y local, pueden afectar de modo muy significativo los patrones de circulación en la baja atmósfera.

3.3. El balance de energía urbano

El balance de energía en superficie permite acoplar los procesos termodinámicos que tienen lugar entre el terreno y la atmósfera. Puesto que este balance determina los flujos de calor sensible y latente en superficie, en buena medida de él dependen los perfiles de humedad y temperatura, así como las condiciones de estabilidad vertical y la producción de *ECT* en la CLA. Además, dado que la estructura térmica también afecta los flujos de momentum y de masa, incluso los perfiles de viento en la baja atmósfera están relacionados con este balance.

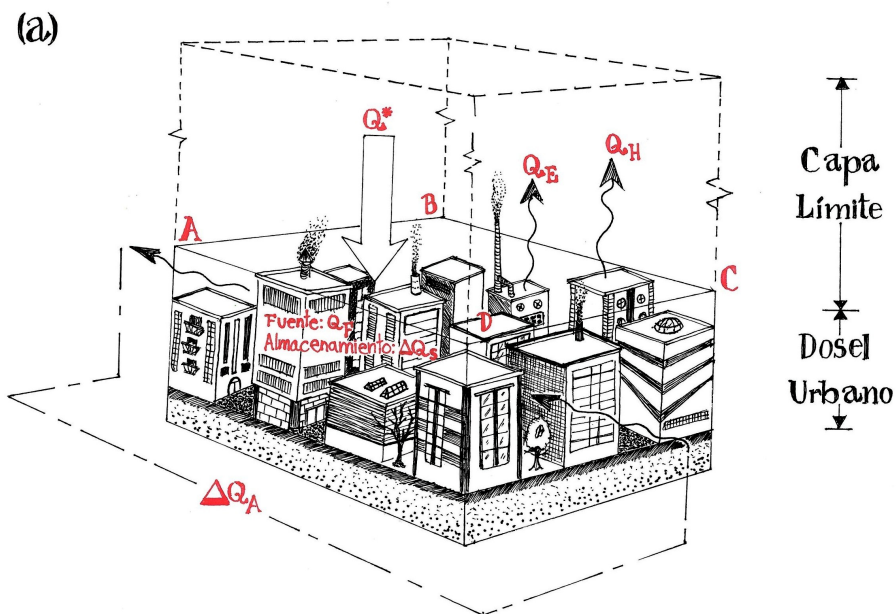


Figura 3-9.: Esquema gráfico de las componentes del balance de energía en un volumen de control urbano. Adaptado de Oke (1988). Ilustrador J.A.Ruiz.

La heterogeneidad que caracteriza el suelo urbano exige un tratamiento especial de los procesos en superficie. Una manera “local” de enfocar el problema es definir, para efectos del análisis, un volumen de control como el que se muestra en la Figura 3-9, el cual incluye una delgada capa de suelo en la base, cuyo grosor se define de modo que a mayor profundidad en el terreno los flujos conductivos de calor sean prácticamente despreciables en una escala de tiempo incluso de unos días; mientras que el nivel del plano superior del volumen debe estar por encima de la SR (C. S. B. Grimmond y Oke, 2002). En estas condiciones el balance de energía urbano en superficie se acostumbra expresar como (Baklanov *et al.*, 2009; Oke,

1988):

$$Q^* + Q_F = (Q_H + Q_E) + \Delta Q_A + \Delta Q_S \quad (3-5)$$

donde Q^* representa la radiación solar neta que ingresa al volumen de control, definida también como:

$$Q^* = K \downarrow - K \uparrow + L \downarrow - L \uparrow$$

con: $K \downarrow$ es el flujo de energía de onda corta que ingresa al volumen de control.

$K \uparrow = \alpha_o \cdot K \downarrow$ es el flujo de energía de onda corta reflejada, siendo α_o el albedo.

$L \downarrow$ es la energía de onda larga proveniente directamente del sol y del ambiente circundante.

$L \uparrow = \varepsilon_o \sigma T_o^4 + (1 - \varepsilon_o) \cdot L \downarrow$, donde ε_o es la emisividad y T_o la temperatura de la superficie.

El segundo término a la izquierda en la ecuación (3-5), Q_F , corresponde al flujo positivo de calor antrópico, el cual se puede considerar igual a la suma del calor liberado por vehículos de combustión, edificaciones y metabolismo urbano. Sailor y Lu (2004), por ejemplo, proponen estimar esta cantidad en términos de la suma del consumo de combustible vehicular más el gasto por aire acondicionado (o calentamiento, según sea el caso) más los consumos eléctricos de la población que habita en la ciudad (Sailor y Lu, 2004). A la derecha de la ecuación (3-5) aparecen, como es usual, el flujo turbulento de calor sensible, Q_H , y el flujo turbulento de calor latente, Q_E , más un término que representa la energía transportada por advección a través de las fronteras del volumen, ΔQ_A ; y un término de particular relevancia para el balance de energía en las ciudades, denominado flujo de calor almacenado, ΔQ_S , el cual da cuenta de la energía térmica que acumulan los edificios, la vegetación, la malla vial y el suelo desnudo (Piringer *et al.*, 2007; Roberts, Oke, Grimmond, y Voogt, 2006).

Las diferencias entre los balances energéticos para ambientes urbanos y rurales radica, en primer lugar, en la presencia de los términos de origen antropogénico (Q_F) y en el término de acumulación de energía calórica asociado a la malla urbana (ΔQ_S), los cuales no aparecen en el análisis convencional de las áreas rurales. La importancia de ambos términos es indiscutible cuando se trata de entender el carácter específico de los flujos de energía en las ciudades.

La Figura 3-10 muestra un interesante contraste en el comportamiento de las componentes del balance de energía para tres estaciones reportadas por el proyecto BUBBLE, ubicadas en la ciudad de Basilea, en una localidad suburbana y en otra rural. Mientras el ciclo de la radiación neta es muy similar para las tres estaciones, las diferencias en el comportamiento de los flujos de calor latente y sensible, y del flujo acumulado en superficie son significativas.

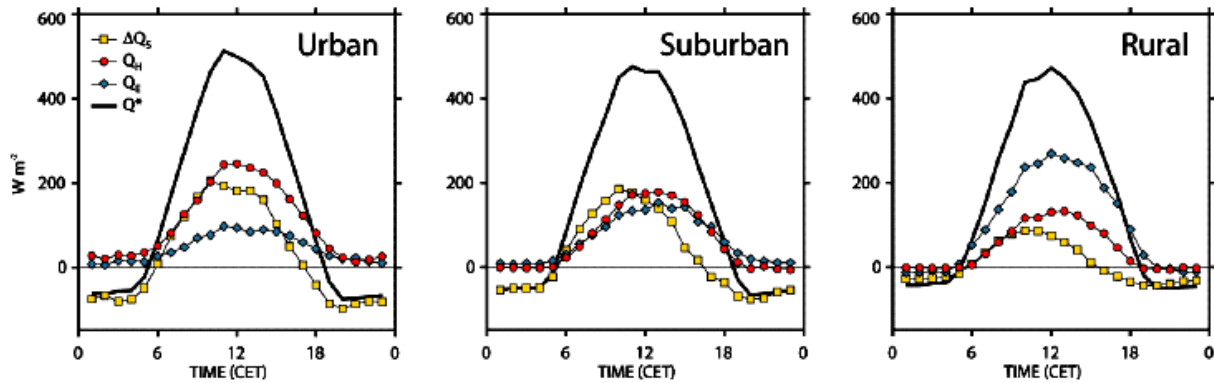


Figura 3-10.: Componentes del balance de energía del ciclo diurno promedio en tres estaciones en Suiza, ubicadas en la ciudad de Basilea (urbana), en la localidad de Allschwil (suburbana) y en Village-Neuf (rural). El periodo de medición fue del 10 de junio al 10 de julio de 2002. Las estaciones operaban simultáneamente bajo condiciones atmosféricas variables entre cielos claros y completamente despejados. Figura tomada de Piringer *et al.* (2007).

Se observa que los flujos de calor latente disminuyen en dirección a la ciudad, probablemente como consecuencia de una menor cobertura vegetal y una atmósfera más seca; en cambio, los flujos de calor sensible son mayores en el centro urbano que lejos de él, y se mantienen positivos en la estación urbana incluso durante la noche. Como era previsible, además, la acumulación de energía térmica en el sitio rural es bastante menor que en las otras dos estaciones, y los picos de ΔQ_S se presentan en las horas de la mañana, antes del medio día. Estos resultados tienen rasgos en común con los que se han reportado para otras ciudades de Norte América (C. Grimmond y Oke, 1999) y Europa (Piringer *et al.*, 2007), pero definitivamente son escasos los datos para ciudades situadas en el trópico.

3.4. Estabilidad atmosférica

Se entiende por estabilidad atmosférica la condición que determina el estado de equilibrio de las parcelas de aire. En palabras de Stull (1988):

“el aire inestable es o deviene turbulento... y es estable si es o deviene laminar”

El estado de equilibrio indiferente, intermedio entre los dos anteriores, correspondería a la llamada “estabilidad neutra”. La atmósfera urbana tiende a la estabilidad neutra debido al incremento de la turbulencia térmica y mecánica asociada a las islas de calor y a la mayor rugosidad del terreno (World Meteorological Organization, 2008).

Para evaluar las condiciones de estabilidad atmosférica, punto de partida para la estimación de la altura de la CM según Seibert *et al.* (2000), la literatura técnica remite a tres tipos de análisis: de estabilidad estática, de estabilidad dinámica y los esquemas de clasificación de la estabilidad. Este último se refiere a la identificación de unas clases o tipos de estabilidad en función de variables en superficie como son velocidad del viento, ángulo de elevación del sol, balance de radiación, gradiente vertical de temperatura estimado desde la superficie, entre otras posibles. La EPA toma como esquema de referencia el sistema de clases propuesto por Pasquill-Gifford en 1961, al cual se le han aplicado técnicas estadísticas, como la de Turner (1964); y recomienda su uso en lugares donde sea realmente imposible inferir con regularidad las condiciones de estabilidad a partir de perfiles de temperatura, de *ECT* o del número de Richardson, sobre todo con miras a la estimación de la dispersión atmosférica basada en modelos gaussianos. Un estudio realizado por Viswanadham y Santosh (1994) para 4 estaciones en el sur de India, muestra cómo se pueden encontrar relaciones estadísticas entre las clases de Pasquill-Gifford, la intensidad de la turbulencia en superficie y la altura de la CM, tomando datos de vientos, altura de las nubes, cobertura del cielo, radiosondeos y temperatura horaria. En Colombia, el IDEAM ha recomendado estas mismas metodologías de la EPA para estimativos de dispersión atmosférica.

Desde un punto de vista más europeo, uno de los informes complementarios del COST-715 Action (Piringer *et al.*, 2005) menciona el esquema de clasificación de Reuter, aplicado principalmente en Austria, que también pudiera ser usado para estimar valores promedio y desviación estándar de la altura de la CM en sitios geográficos determinados, donde se disponga de registros suficientes para hallar correlaciones satisfactorias. Con el desarrollo de las nuevas tecnologías de detección remota, y la caída de los precios en el mercado de las mismas, estos esquemas de clasificación entran cada vez más en desuso. A continuación se explicará brevemente en qué consisten los primeros dos tipos de análisis de estabilidad mencionados arriba.

3.4.1. Estabilidad estática

La estabilidad estática define las condiciones atmosféricas que favorecen o inhiben el transporte convectivo de masa, momentum, energía y escalares, a partir de un balance entre las fuerzas de gravedad y de flotabilidad, sin tener en cuenta la acción del viento. Se trata de examinar el efecto potencial derivado de ciertos desplazamientos diferenciales verticales de parcelas que se encuentran en equilibrio hidrostático. Con el cambio de altura, el volumen de una parcela se puede expandir o reducir, al tiempo que varía su temperatura y, por tanto, también su densidad, mientras que las condiciones del entorno permanecen prácticamente inalteradas. Entonces la parcela quedará rodeada por aire menos denso o más denso, que o bien la conduciría a un estado de desequilibrio capaz de alejarla más de su posición inicial (equilibrio inestable) o, por el contrario, la obligaría a retornar al punto de partida (equilibrio

estable).

El procedimiento más conocido para determinar la estabilidad estática en una capa atmosférica a partir de perfiles de temperatura potencial virtual, se conoce con el nombre de *método de la parcela*, propuesto por Holzworth (1964). Este método está basado en los siguientes supuestos:

- a) La parcela no se mezcla con el aire a su alrededor, ni siquiera durante los desplazamientos.
- b) El movimiento de la parcela no perturba las condiciones atmosféricas circundantes.
- c) La presión al interior de la parcela se ajusta inmediatamente a la presión del aire ambiente.
- d) Los desplazamientos de la parcela son adiabáticos, de modo que la temperatura potencial virtual de la parcela permanece constante.
- e) La atmósfera se encuentra en equilibrio hidrostático.

Con base en estas suposiciones, los criterios que se usan para determinar la estabilidad del aire húmedo, no saturado, en términos de la temperatura potencial virtual, se suelen expresar como

$$\begin{aligned} \frac{d\theta_v}{dz} &> 0 \quad \text{Eq. Estable} \\ \frac{d\theta_v}{dz} &= 0 \quad \text{Eq. Neutro} \\ \frac{d\theta_v}{dz} &< 0 \quad \text{Eq. Inestable} \end{aligned} \tag{3-6}$$

Donde la temperatura potencial virtual está dada por la siguiente fórmula:

$$\theta_v = T(1 + 0,608w_v) \left(\frac{1000mb}{p_a} \right)^{0,286} = T_v \left(\frac{1000mb}{p_a} \right)^{0,286}$$

donde w_v es la razón de mezclado del vapor de agua, p_a es la presión del aire, T es la temperatura y T_v es la temperatura virtual.

El hecho de que este criterio introduzca una corrección por la presencia de vapor de agua en el aire es fundamental, pues la diferencia de humedad específica entre la parcela y el ambiente es capaz de afectar significativamente el balance vertical de fuerzas, sobre todo en los trópicos (Curry y Webster, 1998).

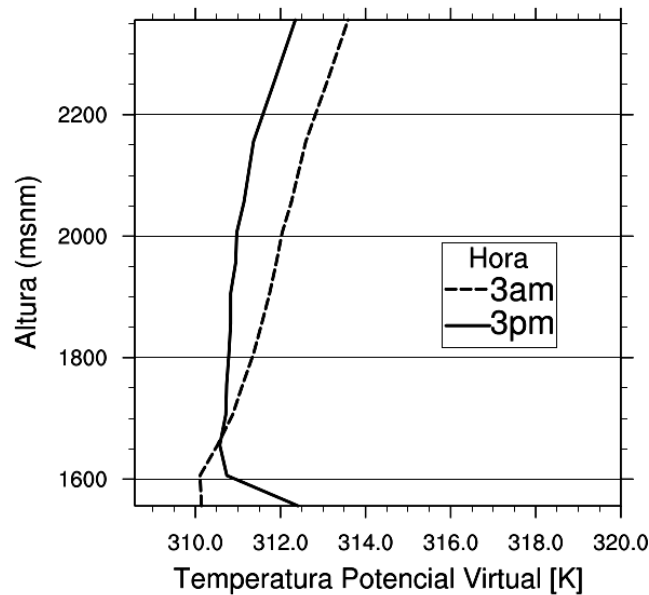


Figura 3-11.: Perfiles de temperatura potencial virtual en la CLA según datos tomados desde la Torre SIATA (Valle de Aburrá) con un radiómetro de micro-ondas. Los datos corresponden a las 3:00 am (líneas punteadas) y 3:00 pm (líneas continuas) hora local del día 14 de julio de 2013.

Sin embargo, aunque los criterios de estabilidad estática de la ec-(3-6) tienen carácter diferencial, el valor “local” de la derivada de la temperatura potencial virtual a una cierta altura no aporta suficiente información para establecer, por ejemplo, las condiciones de estabilidad de la CLA completa, en cuyo caso se requiere una evaluación de todo el perfil, máxime si se trata de capas inestables o convectivas (Stull, 1988). Considérese la Figura 3-11 (una ampliación de la Figura 3-1), donde se puede ver cómo para las 3 am del día 14 de julio del 2013, había una capa neutra de apenas unos 50 *m* de altura sobre la terraza de la torre SIATA, y encima de ella una atmósfera estable. En tales condiciones, y aun con elementos perturbadores que fueran capaces de inducir desplazamientos verticales en parcelas del dosel urbano, estas parcelas no podrían ascender más allá de esa delgada capa superficial: estamos ante una atmósfera con pocas posibilidades de mezclado atmosférico. El perfil de las 3 pm es muy distinto: en la base, una capa de aire inestable, correspondiente al dosel urbano local, alcanza una altura de algo así como 100 metros sobre la Torre, más allá de lo cual hay una capa neutra que se eleva hasta casi los 2000 *msnm*; finalmente, una capa estable, de temperatura potencial creciente, iguala la temperatura del piso al alcanzar los 2350 *msnm*. Para las horas de la tarde, con tiempo seco y cálido, es posible que hubieran corrientes de viento sobre la ciudad, capaces de inducir perturbaciones en el campo superficial de velocidades al chocar contra las montañas, las colinas y los edificios, desviándose lateral y verticalmente; además, es posible que la actividad convectiva en la capa superficial

fuera intensa a esas horas, pues el día era seco y cálido. En tales circunstancias, se puede decir que las parcelas perturbadas a nivel de la superficie del terreno podían ascender hasta alcanzar alturas superiores a los 800 metros sobre el nivel del suelo, al punto, incluso, de ser arrastradas por los vientos Alisios que cruzaban el valle en dirección predominante este-oeste. En contraste con lo anterior, habría sido menos fácil para esos vientos de mesoscala inducir movimientos verticales descendentes capaces de hacer llegar parcelas de aire desde el tope de la CLA hasta la superficie. Así pues, lo ocurrido aquel día, a esas horas de la tarde, corresponde a una CLA inestable en la base y neutra en la CM. La Figura 3-12, tomada de Stull (1988) esquematiza este procedimiento de análisis, llamado *Método no-local*.

Por encima del nivel de saturación potencial de una parcela (LCL: *Lifting Condensation Level*, por sus siglas en inglés), la estabilidad estática se determina más bien con base en el gradiente de la temperatura potencial equivalente, θ_e , que es la temperatura que tendría la parcela si todo el vapor de agua en ella se condensara y el calor resultante del proceso se usara en calentar el aire de la misma. En tales casos el criterio de estabilidad es el siguiente:

$$\begin{aligned} \frac{d\theta_e}{dz} &> 0 \quad \text{Eq. Estable} \\ \frac{d\theta_e}{dz} &= 0 \quad \text{Eq. Neutro} \\ \frac{d\theta_e}{dz} &< 0 \quad \text{Eq. Inestable} \end{aligned} \tag{3-7}$$

Donde:

$$\theta_e \simeq \theta \exp\left(\frac{L_v \omega_s}{c_p T}\right)$$

con θ la temperatura potencial, L_v el calor latente de evaporación, ω_s la razón de mezclado de saturación del vapor de agua, c_p el calor específico del aire a presión constante y T la temperatura de la parcela saturada (Jacobson, 2005). Aunque conviene tener presente este criterio, las condiciones de estabilidad estática en la CLU raras veces corresponden a atmósferas saturadas, razón por la cual se utilizan más las ecuaciones (3-6) que las (3-7). De hecho, para efectos del análisis de estabilidad en la CLA, también se pueden utilizar diagramas termodinámicos tipo Skew-T pero con una resolución vertical más fina que la habitual (Stull, 2000).

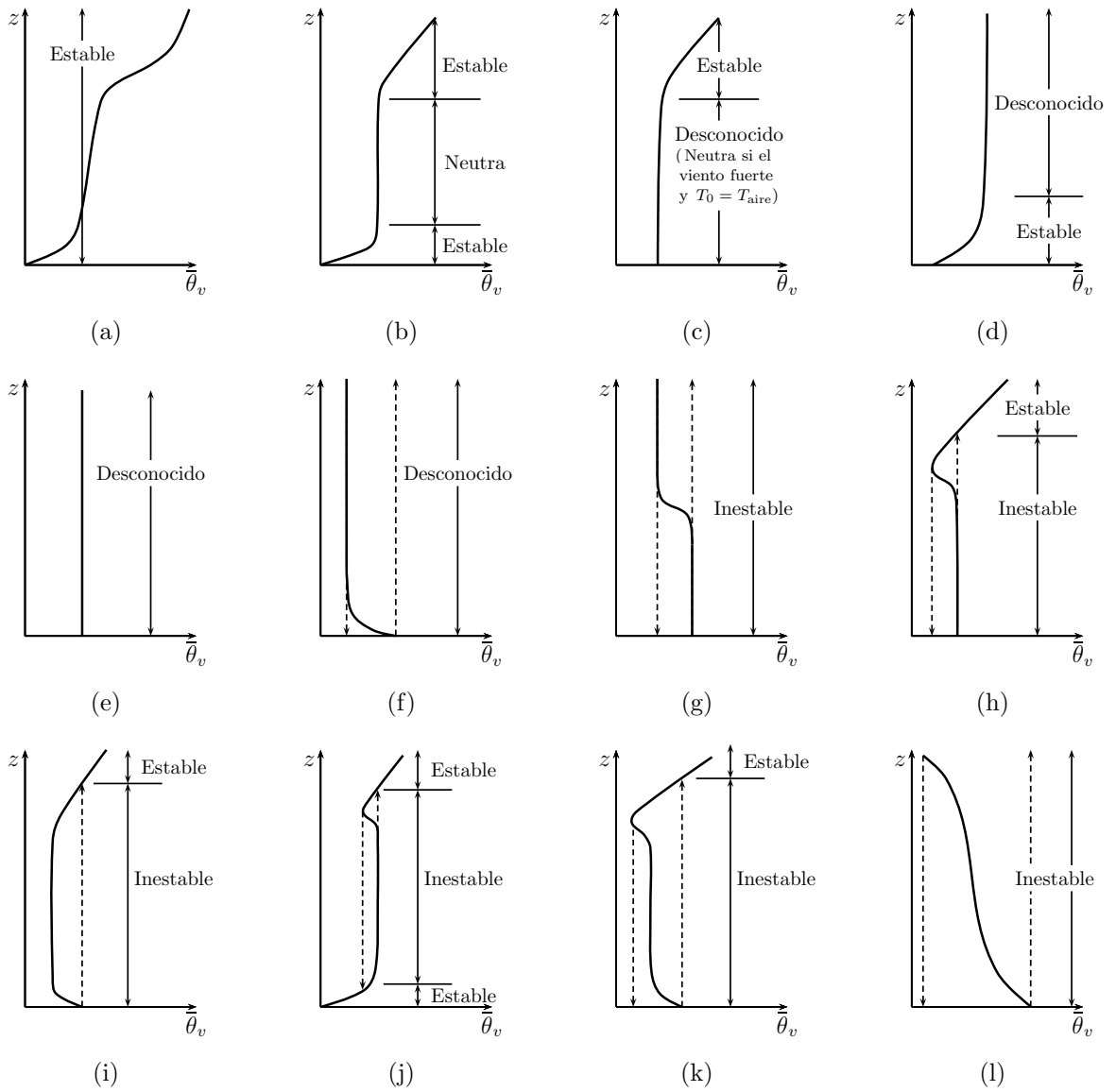


Figura 3-12.: Algunos casos de análisis de estabilidad estática según el método “método no-local” de la parcela, propuesto por Stull (1988).

3.4.2. Estabilidad dinámica

La ec-(3-2), que representa la variación local de la *ECT*, plantea que hay 3 procesos básicos capaces de producir turbulencia en la CLA (de flotabilidad, cortante y perturbaciones de presión), dos que la transportan (transporte advectivo y turbulento) y uno que la disipa. Así pues, el análisis de estabilidad dinámica en la CLA considera principalmente los efectos combinados entre la flotabilidad y la cortante del viento, los cuales dan origen al denominado número de Richardson, *Ri*. Dicho número se define en términos de los gradientes de temperatura potencial virtual media y el gradiente vertical de la velocidad media, en un punto determinado. Esto es:

$$Ri = \frac{-FLO}{CORT} = \frac{\frac{g}{T_v} \frac{\partial \bar{\theta}_v}{\partial z}}{\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}\right)^2 + \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial z}\right)^2} \quad (3-8)$$

Diversos estudios han mostrado que existe un valor crítico del número de Richardson (Ri_C) por debajo del cual el flujo laminar se vuelve necesariamente turbulento, y otro valor por encima del cual cualquier flujo turbulento termina siendo laminar (R_L). Por lo general se asumen para estos números los siguientes valores:

$$\begin{aligned} Ri_C < 0,25 & \quad \text{Todo flujo laminar se vuelve turbulento} \\ Ri_L > 1,0 & \quad \text{Todo flujo turbulento se vuelve laminar} \end{aligned}$$

El intervalo entre ambos valores presenta un comportamiento con histéresis, semejante al que ocurre en la transición entre flujos laminares y turbulentos en tubos a presión, reportado por Osborne Reynolds en 1883. Debido a la histéresis, el carácter laminar o turbulento de un flujo en el rango $0,25 < Ri < 1,0$ depende de las condiciones atmosféricas previas.

Cuando $Ri < 0$ es porque el perfil de temperatura disminuye en altura; y en tales circunstancias, como las condiciones locales implican tanto inestabilidad estática como dinámica, la producción de turbulencia es casi segura. En cambio, para $Ri > 0,25$ se propicia tanto la estabilidad estática como la dinámica, y el flujo tiende a ser laminar. Stull (2000) plantea así una regla para determinar la turbulencia en una capa de atmósfera: “para que el flujo sea turbulento se requiere que sea estática O dinámicamente inestable; para que sea laminar, debe ser estática Y dinámicamente estable”.

Desde el punto de vista operativo, la definición del número de Richardson dada por la ec-(3-8) requiere una estimación fina de las derivadas parciales involucradas, por lo cual resulta prácticamente imposible de calcular en la mayoría de los casos. Por esta razón, se acostumbra a utilizar una forma “gruesa” del número, que pudiera llamarse Número de

Richardson Aproximado (*Bulk Richardson Number* en inglés), Ri_A , el cual se obtiene al sustituir las derivadas de la ec-(3-8) por las expresiones equivalentes en diferencias finitas. Esto es:

$$Ri_A = \frac{g\Delta\bar{\theta}_v\Delta z}{T_v [(\Delta\bar{U})^2 + (\Delta\bar{V})^2]} \quad (3-9)$$

Esta aproximación del número de Richardson introduce incertidumbres en los valores críticos que determinan el paso hacia el flujo laminar o turbulento mencionados arriba. Es de esperar que con menor tamaño de Δz dicha incertidumbre disminuya.

3.5. Estimación de la Altura de la Capa de Mezcla (h_{CM})

Algunos autores consideran equivalentes los términos “Altura de la Capa Límite” (ACL) y “Altura de la Capa Mezcla” (h_{CM}). Por tanto, quizás conviene recordar, para aclarar estos usos, que la ACL hace referencia a un criterio relacionado con la altura hasta la cual se pueden propagar algunas perturbaciones provocadas principalmente por las interacciones entre el terreno y la atmósfera, en escalas de tiempo más o menos bien establecidas. Mientras que la definición de h_{CM} está basada en criterios “dispersivos” que son muy activos en la CM, y algo menos en la *Zona de Intercambio* (ZI), comúnmente asociados a la presencia de Capas Límites Convectivas. Así entonces, puesto que lo uno no equivale a lo otro, el uso indistinto de los términos ACL y h_{CM} puede llevar a conclusiones erróneas, sobre todo si se trata de condiciones urbanas y estables.

Se asume que el volumen disponible para la dispersión de sustancias en la CLA es directamente proporcional al valor de h_{CM} . Cuando cae el Sol y hasta el amanecer del nuevo día, la turbulencia decae, y el volumen de mezclado disminuye debido a que prevalecen condiciones de estabilidad atmosférica. Con la salida del Sol, por el contrario, la turbulencia en la CLA aumenta y se generan corrientes térmicas verticales que expanden verticalmente la h_{CM} hasta alcanzar un nivel máximo después del medio día, para disminuir luego justo antes del poniente. De aquí se deriva la importancia que tiene la determinación de h_{CM} en los estudios de calidad del aire, pues el comportamiento de esta variable no sólo es indicativo de la capacidad de mezclado de los contaminantes en la atmósfera, sino que permite simular y pronosticar la calidad del aire, afinar y sustentar medidas de legislación y control ambiental, estudiar los cambios en el clima local asociados a urbanismo o alteraciones en los usos del suelo, entre otros.

Sobre una superficie lisa, homogénea y con cielos claros, teóricamente h_{CM} sería una especie de plano casi paralelo a la superficie, que sube y baja en correspondencia con el ciclo de

la radiación solar. En contraste, cuando se trata de terrenos montañosos y heterogéneos, y cuando la presencia de nubes refleja localmente una parte importante de la radiación, h_{CM} puede tener una variación espacio-temporal mucho más compleja.

En cualquier caso, dado que la turbulencia es el principal factor de dispersión en la CM, y que es difícil medir el espectro de la energía cinética turbulenta en toda la extensión de la CLA, no existe una vía directa, precisa, para calcular la h_{CM} , y los diferentes métodos propuestos para tal fin reflejan las dificultades inherentes a la determinación de la misma. Sin duda, el primer paso para afrontar de mejor manera la estimación de la h_{CM} es adoptar una definición clara y objetiva de la misma. En lo que sigue se tomará como referencia la siguiente, propuesta por Seibert *et al.* (2000):

“La altura de mezcla es la altura de la capa adyacente al terreno sobre la cual los contaminantes o cualquier otra sustancia emitida dentro de ella o que ingresa desde fuera, termina siendo dispersada verticalmente por convección o turbulencia mecánica en una escala temporal del orden de una hora”.

Los métodos para la estimación de h_{CM} se suelen agrupar en los basados en perfiles atmosféricos, los analíticos y los de parametrización, todos los cuales se aplican teniendo en cuenta las condiciones de estabilidad de la capa. Aunque la literatura técnica es rica en propuestas para la determinación de la h_{CM} (Seibert *et al.*, 2000), es claro que las características de la CLU exigen un tratamiento distinto al que se le da a las CLA en zonas rurales. Por esta razón nos concentraremos en aquellos métodos probados o recomendados para ambientes urbanos, tomando como referencia principal los estudios derivados del proyecto COST-715 Action, en el cual se realizó una evaluación comparativa de métodos aplicados a varias ciudades europeas (ninguna en latitudes tropicales), incluyendo en sus casos de estudio ciudades de montaña o ciudades cercanas a terrenos montañosos, como son las ciudades de Basilea (Suiza), Bolonia (Italia) y Atenas (Grecia). La Figura 3-13, adaptada del informe del COST-715 Action (Piringer *et al.*, 2005), contrasta las diferencias diurnas y nocturnas más significativas del comportamiento de las capas límites rurales y urbanas.

3.5.1. Parametrización de la altura de la capa de mezcla

Los modelos paramétricos para estimar la h_{CM} se derivan, en su mayoría, de formulaciones que suponen superficies de terreno planas, homogéneas y no-urbanas. En consecuencia, se recomienda que cualquier modelo paramétrico de diagnóstico o de pronóstico para la h_{CM} sea evaluado con cuidado antes de recomendar su aplicación a una ciudad específica, pues, a pesar de la aparente simplicidad de muchos de ellos, pueden introducir errores considerables en los modelos de dispersión o de calidad del aire.

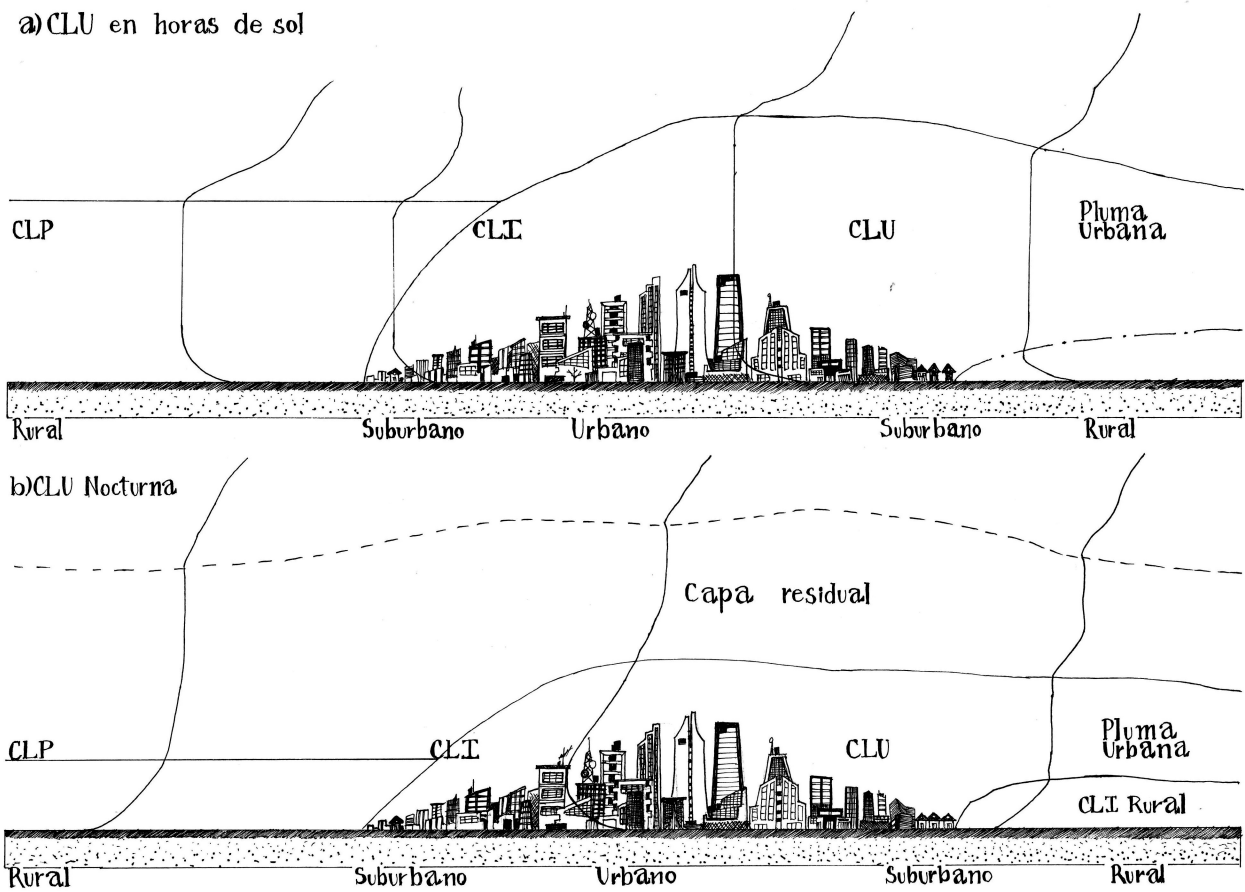


Figura 3-13.: Comparación entre el comportamiento de capas límites rurales y urbanas para el día y la noche. Adaptada de Piringer *et al.* (2005). Ilustrador J.A.Ruiz.

Estos modelos paramétricos corresponden a dos esquemas básicos. Por una parte están los modelos en columna, que requieren, en muchos casos, información cercana a la superficie, la cual es relativamente más fácil de obtener en zonas rurales que en urbanas. La formulación rural original de estos esquemas se adapta a las ciudades mediante correcciones a los parámetros de rugosidad y de los flujos de calor en la escala local, y se aplican según sean las condiciones de estabilidad en la CLA, algunas veces definidas a partir de métodos como los de Pasquill-Gifford o de Reuter, mencionados anteriormente. De otro lado están los modelos que predicen la evolución espacio-temporal de la capa límite urbana, a partir de considerar la capa límite interna que se genera en el contacto entre lo rural y lo urbano, o entre un cuerpo de agua y el terreno urbano, como en el caso de ciudades ubicadas a orillas de un lago o del mar; este segundo enfoque se ha aplicado de manera exitosa en algunos casos de estudio (Batchvarova, Cai, Gryning, y Steyn, 1999; Cleugh y Grimmond, 2001; Gryning y Batchvarova, 1996), pero queda la duda de su aplicabilidad a terrenos de topografía compleja, o cuando las fronteras entre lo urbano y lo rural son difusas.

Capas límites estables y neutras

Aunque el informe final del grupo de trabajo-2 del COST-715 Action remite a un selecto conjunto de ecuaciones paramétricas para capas límites estables (9 en total), los autores del mismo son claros en afirmar que la utilización de esas fórmulas para “sitios urbanos específicos no ha arrojado resultados concluyentes” (Piringer *et al.*, 2007). Y agregan que: “especialmente en condiciones nocturnas sobre áreas urbanas, donde el flujo de calor se mantiene positivo, es razonable que los métodos para estimar la altura de mezcla se basen más bien en perfiles verticales, o en rugosidad y flujos superficiales como parámetros de entrada, pues, en este último caso, estos parámetros se pueden adaptar, con correcciones, al ambiente de ciudad”.

Piringer *et al.* (2007) recomiendan las parametrizaciones de diagnóstico y pronóstico presentadas por Zilitinkevich y Baklanov (2002) para capas límites estables. Entre éstas se encuentra la fórmula multi-límite propuesta por Zilitinkevich y Mironov (1996), la cual está basada en criterios de *ECT* y recoge análisis realizados a lo largo de muchos años por distintos investigadores sobre el tema. Esta ecuación, que puede ser aplicada a capas límites estables y neutras para un amplio rango latitudinal, incluido el trópico, se escribe:

$$\left(\frac{fh_e}{C_n u_f}\right)^2 + \frac{h_e \sqrt{|fB_s|}}{C_{sr} u_f^2} + \frac{h_e \sqrt{|fN_{BV}|}}{C_{ir} u_f} + \frac{h_e}{C_s L_f} + \frac{N_{BV} h_e}{C_i u_f} = 1 \quad (3-10)$$

donde h_e es el valor estable de la altura de la capa límite y C_n , C_s , C_{sr} , C_{ir} y C_i son constantes adimensionales que presentan valores muy distintos según diferentes estudios. En la ec-(3-10) participan:

- $u_f = \sqrt{\tau/\rho}$ La velocidad de fricción.
- $B_s = \beta_f \overline{w\theta_s}$ El flujo turbulento de flotabilidad en superficie.
- $L_f = \frac{-u_f^3}{B_s}$ La escala de longitud de Monin-Obukhov modificada a partir de Zilitinkevich y Mironov (1996).
- $N_{BV} = [(g/\theta)\Delta_z\theta]^{1/2}$ Frecuencia Brunt-Väisala.

En latitudes ecuatoriales, puesto que el valor de f es muy pequeño (por ejemplo, a 6° de latitud norte, que es el caso del Valle de Aburrá, $f \sim 1,5 \cdot 10^{-5}$), los tres primeros términos de la ec-(3-10) se vuelven despreciables, y la fórmula se convierte en:

$$h_e \left(\frac{1}{C_s L_f} + \frac{N_{BV}}{C_i u_f} \right) = 1 \quad (3-11)$$

En esta expresión los términos dentro del paréntesis dan cuenta de la flotabilidad de las parcelas cerca de la superficie, el primero, y el grado de estabilidad en la atmósfera libre, el segundo, siendo éstos aparentemente los efectos más determinantes del valor de h_e cerca del ecuador terrestre.

Por otro lado, partiendo de un análisis dimensional, Steeneveld, Van de Wiel, y Holtslag (2007) discuten el peso relativo que tienen las diferentes variables que componen la ec-(3-10). Con base en la técnica estadística de las componentes principales encuentran que el impacto que tienen las variables relacionadas con el parámetro de Coriolis y la longitud de rugosidad de momentum es bastante menor a los debidos al B_s y N_{BV} ; y que la velocidad de fricción es la variable de mayor importancia en el estimativo práctico de la altura de la capa límite estable. De esta manera concluyen que, según la ec-(3-11) y sólo para $N_{BV} > 0$, existen dos regímenes de capas límites:

$$h_e = 10 \frac{u_f}{N_{BV}}, \quad \text{para} \quad \frac{u_f^2 N_{BV}}{|B_s|} > 10 \quad (3-12a)$$

$$h_e = 32 \left(\frac{|B_s|}{N_{BV}^3} \right)^{1/2}, \quad \text{para} \quad \frac{u_f^2 N_{BV}}{|B_s|} < 10 \quad (3-12b)$$

La ecuación (3-12a) corresponde a condiciones de estabilidad moderada, mientras que la (3-12b) es válida para estabilidad fuerte.

La primera de estas dos fórmulas recuerda la relación propuesta por Kitaigorodskii y Joffre (1988), adoptada posteriormente en una versión simplificada por el IDEAM, atendiendo la recomendación de Sozzi (1998). Está por verse, sin embargo, cual es la mejor manera de estimar la velocidad de fricción en ambientes urbanos, e intentar una evaluación alternativa de la misma siguiendo -por ejemplo- la propuesta de M. W. Rotach (2001) -comentada

anteriormente-, según la cual $u_f = \sqrt{|u'w'|_{max}}$.

Ahora bien, puesto que un rasgo característico de la altura de la capa límite es su condición no-estacionaria, la altura h_{CM} no es más que un valor de referencia. De modo que la ecuación pronóstica de la altura de la capa límite estable se puede escribir, para casos de variaciones suaves de h_{CM} , como (Zilitinkevich y Baklanov, 2002):

$$\frac{dh_{CM}}{dt} = \frac{h_e - h_{CM}}{\tau_s} + w_s \quad (3-13)$$

donde h_e es algún valor “de equilibrio” calculado mediante ecuaciones como las (3-11) o las (3-12).

En la expresión (3-13), τ_s es un “tiempo de relajación” considerado por algunos autores como: a) inversamente proporcional al factor de Coriolis (para el caso ecuatorial, según este criterio, τ_s tendería a infinito); b) una combinación de variables de superficie (por ejemplo L/u_f); c) una magnitud inversa a una tasa de enfriamiento normalizada $\Delta\theta(\partial\theta_o/\partial t)^{-1}$, donde $\Delta\theta = T_h - T_o$, con T_h y T_o valores de temperatura en el tope de la capa límite y en superficie respectivamente (Seibert *et al.*, 2000). En esta fórmula la variable w_s hace referencia a la componente vertical del viento en la atmósfera libre, justo en el tope de la capa límite (positiva en condiciones de convergencia en superficie, negativa si hay subsidencia sinóptica).

Capas límites convectivas

Las condiciones que determinan la altura de la capa límite convectiva son mejor conocidas que las que rigen la capa límite nocturna-estable, aunque subsisten muchas dudas acerca de su aplicabilidad a atmósferas urbanas y de topografía compleja. Los métodos difieren en función de cuáles sean los efectos que se consideran en su formulación: flujos superficiales de calor, producción de energía mecánica turbulenta, cambios locales de la *ECT* en el tope de la capa de mezcla, viento en la Zona de Intercambio, ondas de gravedad. Sin embargo, Beyrich (1994) mostró que cuando se tienen en cuenta los efectos de los flujos de calor en superficie y la producción mecánica de energía, los modelos producen resultados relativamente buenos.

Entre los métodos de pronóstico más sencillos para estimar h_{CM} están el *método termodinámico* (Carson y Smith, 1974; Stull, 2000) basado en el calentamiento acumulado de la capa de mezcla debido a flujos de calor sensible en superficie. O el *método de la razón de flujos* (Stull, 2000) que tiene en cuenta el efecto combinado del atrapamiento de masas de aire en la zona de intercambio (asociado al flujo de calor y salto de la temperatura potencial en la capa de intercambio) más la contribución de la componente vertical del viento en la

atmósfera libre, w_s . En este último caso, la ecuación de pronóstico corresponde a la ecuación diferencial:

$$\frac{dh_{CM}}{dt} = w_e + w_s = \frac{A_B \cdot F_{H_{sup}}}{\Delta\theta} + w_s \quad (3-14)$$

Donde w_s , de nuevo, es la componente vertical de la velocidad en la escala sinóptica y w_e , conocida como la *velocidad de atrapamiento*, es la contribución -siempre positiva- a la variación de la altura de la capa límite debida al ingreso de masas de aire provenientes de la atmósfera libre. En la ecuación se expresa w_e en términos de la constante de Ball $A_B \approx 0,2$, del flujo cinemático de calor en superficie, $F_{H_{sup}}$, y del salto de temperatura potencial justo en el tope de la capa de mezcla, $\Delta\theta$.

Una fórmula pronóstico muy interesante para la evolución de la altura de la capa de mezcla convectiva -dado que las consideraciones que subyacen a su definición la hacen particularmente sensible a la complejidad y heterogeneidad del terreno- es la de Gryning y Batchvarova (2001), la cual se escribe:

$$\left\{ \frac{h_{CM}^2}{(1+2A)h_{CM} - 2B\kappa L} + \frac{Cu_f^2}{\gamma\beta_f[(1+A)h_{CM} - B\kappa L]} \right\} \frac{dh_{CM}}{dt} = \frac{(\overline{w'\theta'})_s}{\gamma} \quad (3-15)$$

Los valores de las constantes paramétricas varían típicamente entre 0 y 1 para A , y entre 0 y 10 para B . Sin embargo, es común tomar $A = 0,2$, B igual a 2,5 (Tennekes, 1973) o 5 (Melas y Kambezidis, 1992), $C = 8$ (Batchvarova y Gryning, 1994). En la ec-(3-15), además: $\kappa = 0,4$ es la constante de von Karman, L la longitud de Monin-Obukhov, γ el gradiente de temperatura potencial por encima de la capa de mezcla, β_f el parámetro de flotabilidad, $\overline{w'\theta'}$ flujo de calor cinemático turbulento.

La ec-(3-15) es el resultado de una parametrización de la *ECT*, teniendo en cuenta la contribución tanto de los efectos en superficie como de la interacción de la CM con la atmósfera libre. El primer término en el paréntesis a la izquierda representa el aporte al crecimiento de la capa de mezcla debido a la turbulencia mecánica y convectiva, mientras que el segundo término hace referencia al salto en la *ECT* que se da en la Zona de Intercambio, más importante cuando la estabilidad por encima de la capa límite es débil. Gryning y Batchvarova (2001) plantean que esta fórmula puede ser aplicada a terrenos heterogéneos, introduciendo algunas consideraciones necesarias para obtener valores regionales (no-locales) de los flujos de calor y de las velocidades de fricción. De hecho, el modelo ha sido probado, entre otras condiciones geográficas, en ciudades como Atenas y Vancouver, ambas situadas al borde del mar. En tales casos no sólo las condiciones temporales (se recuerda que es una ecuación de pronóstico) sino también las espaciales cambian fuertemente, por lo cual se sugiere utilizar

una versión ligeramente modificada de la ecuación anterior. Esto es (Batchvarova y Gryning, 1994):

$$\left\{ \frac{h_{CM}^2}{(1+2A)h_{CM} - 2B\kappa L} + \frac{Cu_f^2}{\gamma\beta_f[(1+A)h_{CM} - B\kappa L]} \right\} \left(\frac{\partial h}{\partial t} + u\frac{\partial h}{\partial x} + v\frac{\partial h}{\partial y} - w_s \right) = \frac{(\overline{w'\theta'})_s}{\gamma} \quad (3-16)$$

Las fórmulas (3-15) y (3-16) figuran en la lista de ecuaciones recomendadas por el COST-715 Action.

3.5.2. Estimación de h_{CM} a partir de perfiles atmosféricos

Los perfiles atmosféricos que se utilizan en la estimación de h_{CM} pueden ser analizados con base en diferentes criterios, según sea el sistema de medición, la resolución vertical del perfil y la naturaleza de los datos (generalmente temperatura, humedad específica y viento). Los métodos de estimación se suelen dividir en dos grupos, dependiendo del sistema de medición: radiosondeos o sensores remotos.

Radiosondeos

La técnica de los radiosondeos es ampliamente conocida y utilizada en todo el mundo, y como los datos registrados por esta vía son bastante confiables, se ha convertido prácticamente en patrón de calibración y ajuste de sistemas menos convencionales. No obstante, es importante señalar las desventajas relativas que tienen los radiosondeos para monitorear ambientes de ciudad, entre las cuales cabe mencionar: el relativo costo de los equipos (no siempre recuperables), los más bien pocos puntos que un radiosondeo típico es capaz de registrar dentro de la CLA (sobre todo si se trata de CLA en condiciones estables), su carácter puntual y “cuasi” instantáneo contrastado con la variabilidad espacio-temporal inherente a la CLA (más aún si se trata de ciudades de montaña) y las eventuales restricciones de lanzamiento que pudieran imponer las autoridades encargadas de administrar el espacio aéreo urbano. En este contexto, todavía menos viables son las mediciones basadas en técnicas como globos cautivos y cometas, cuya aplicabilidad queda prácticamente descartada en las ciudades. En cambio, parece más promisorio la implementación de sistemas de monitoreo atmosférico, regular y adecuadamente calibrados, incorporados a los sistemas de instrumentación de aviones de mediano y gran tamaño, sobre todo por la creciente flota de estos vehículos que entra y sale de la CLA y que pudiera contribuir a crear una imagen tridimensional, permanentemente actualizada, de las condiciones atmosféricas en la baja troposfera terrestre; algunos de estos sistemas ya se han probado en varios países del mundo (Piringer *et al.*, 2005).

El denominado método básico de la parcelas, antes visto, se puede aplicar a perfiles de temperatura potencial virtual para determinar la h_{CM} de capas límites convectivas. En tal caso, h_{CM} comprende la capa de atmósfera entre la superficie del terreno y la altura a la cual la parcela se elevaría hasta interceptar el perfil de temperatura potencial virtual, obtenido mediante el radiosondeo o cualquier otra técnica equivalente (mediante un radiómetro de micro-ondas, por ejemplo).

Los mayores problemas de este método derivan de que sus estimativos de h_{CM} dependen de la “correcta” determinación del valor de la temperatura en superficie y generalmente fallan cuando el gradiente de temperatura por encima del tope de la CLA es suave. Debido a estos inconvenientes, varios autores han propuesto algunas modificaciones al método original (o *simple*). Entre las propuestas está la del *Método avanzado* de la parcela, el cual consiste en incrementar el valor de la temperatura potencial virtual en superficie en un $\delta\theta_v$, antes de trazar la trayectoria adiabática que corta el perfil arriba, tal y como se muestra en la Figura 3-14. El incremento de la temperatura en superficie puede calcularse con base en la fórmula (Seibert *et al.*, 2000):

$$\delta\theta_v = \frac{C_1 \langle w'\theta'_v \rangle}{\sqrt[3]{u_f^3 + C_2 w_f^3}} \quad (3-17)$$

donde C_1 y C_2 son constantes de ajuste (con valores típicos de 5 y 8,5 para C_1 , y de 0,6 para C_2), u_f la velocidad de fricción, $Q_H = \langle w'\theta'_v \rangle$ el flujo de calor sensible en superficie y w_f la escala de velocidad convectiva, que se expresa generalmente como:

$$w_f = \left(\frac{g Q_o h_{CM}}{\theta_o} \right)^{\frac{1}{3}} \quad (3-18)$$

Un segundo grupo de métodos para estimar h_{CM} con base en radiosondeos remite al criterio del número de Richardson. Algunas de las variantes, identificadas por Zilitinkevich y Baklanov (2002) son las siguientes:

1. *Ri del gradiente* (ec-3.10): se admite que bajo condiciones estacionarias y de estabilidad atmosférica (Taylor, 1931), las perturbaciones del campo de flujo se atenúan cuando $Ri > Ri_C$. Se reitera que la evaluación de Ri requiere perfiles suficientemente finos de temperatura potencial virtual y del viento advectivo, pues su evaluación se realiza por lo general a partir de esquemas en diferencias finitas ec-(3-9). Aunque el criterio del Ri_C también es aplicable a capas límites convectivas, es más utilizado en capas límites estables.

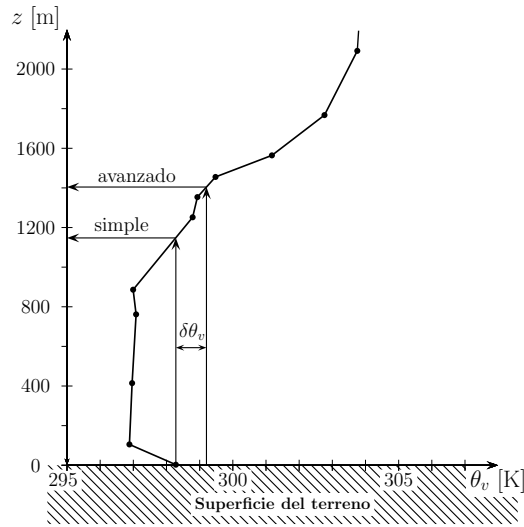


Figura 3-14.: Métodos de parcela simple (de Holzworth) y avanzado para determinar la altura de la capa de mezcla a partir de perfiles de temperatura. En el primer método h_{CM} se calcula a partir de la temperatura en superficie; en el método avanzado se incrementa la temperatura superficial en una pequeña cantidad, lo cual se refleja en estimativos superiores de la h_{CM} en altura (Seibert *et al.*, 2000).

2. *Número de Richardson aproximado para la CM en estado estacionario*, Ri_A : el método consiste en una aproximación de la ecuación 3-11, evaluada entre las condiciones de la superficie y el tope de la CLA. Esto conduce a una fórmula del tipo:

$$h_{CM} = Ri_A \frac{U_h^2}{\beta \Delta \theta_v} \approx 0,25 \frac{U_h^2}{\beta \Delta \theta_v}$$

donde $U_h = \sqrt{u^2(h_{CM}) + v^2(h_{CM})}$ es la magnitud de la velocidad del viento a la altura $z = h_{CM}$, correspondiente a la altura de la capa de mezcla en estado estacionario. Algunos autores han planteado que el Ri_A más que una constante es una función que parece depender de variables como: la rugosidad de la superficie, el parámetro de Coriolis ($f = 2\omega \sin(\phi)$, donde ω es la velocidad angular de rotación de la Tierra y ϕ es el ángulo de latitud), la estabilidad de la atmósfera libre expresada en términos de la frecuencia Brunt-Väisälä (N_{BV}) y la cortante del viento geostrofico en los flujos baroclínicos. En consecuencia, Zilitinkevich y Baklanov (2002) plantean para dicho número la siguiente función:

$$Ri_A \approx 0,1371 + 0,0024 \frac{N_{BV}}{|f|}$$

Que tiende a infinito a medida que nos acercamos al ecuador terrestre, por lo cual no parece apropiada para latitudes tropicales. En cambio, Seibert *et al.* (2000) presenta simplemente una lista de valores para Ri_A , entre ellos: 0.33 según Hanna (1969) y Wetzel (1982); 0.5 según Mahrt, André, y Heald (1982), Troen y Mahrt (1986); 0.25 según Holtslag (1990).

3. *Número de Richardson en diferencias finitas, Ri_{DF}* : una versión alternativa a las dos anteriores, que intenta superar las dificultades inherentes a la determinación de los gradientes de temperatura y velocidad en la fórmula del gradiente y mejorar la aproximación del criterio basado en la definición del Ri_A , consiste en excluir la capa más baja de la capa estable, donde el perfil de temperatura está muy afectado por los flujos de calor en superficie. En tal caso se propone la siguiente fórmula para la altura de equilibrio de la capa límite estable:

$$h_e \approx \frac{(h_e - z_2)^2}{h_e - z_1} = \frac{(\delta U)_h^2 Ri_{DF}}{\beta \delta \theta_v}$$

Donde: $U = \sqrt{u(z)^2 + v(z)^2}$, $(\delta U)_h = U(h_e) - U(z_2)$, $\delta \theta_v = \theta_v(h_e) - \theta_v(z_1)$.

Siendo z_2 y z_1 dos niveles arbitrarios, ambos menores a la altura de mezcla, tales que $z_1 \geq z_2$. La tabla-II del artículo escrito por Zilitinkevich y Baklanov (2002) muestra no sólo diferentes valores propuestos para las alturas z_1 y z_2 , sino también para el número de Richardson Ri_{DF} , pero en ninguno de los casos validados aparece que la fórmula hubiera sido probada en latitudes tropicales, y menos aún a ciudades del trópico. A juicio de estos autores, este método es un paso adelante en el estimativo de h si se lo compara con la formulación del Ri_A , aunque produce valores no muy precisos de la altura de la capa límite estable -un problema común a todos los métodos basados en el número de Richardson.

Otros métodos usados para estimar h_{CM} a partir de radiosondeos son:

- Criterios basados en el gradiente de temperatura potencial, $\partial \theta_v / \partial z$. Por ejemplo, se asume que el grosor de la CM va desde la superficie hasta el nivel donde el gradiente es $3K \cdot km^{-1}$ (Zeng *et al.*, 2004) o $4K \cdot km^{-1}$ (Liu y Liang, 2010) o donde el gradiente es máximo (Sullivan, Moeng, Stevens, Lenschow, y Mayor, 1997).
- También hay criterios que atribuyen el tope de la CM al nivel en el cual la humedad relativa decrece a una tasa de $0,01g \cdot kg^{-1} \cdot m^{-1}$ (Lyra, Druilhet, Benech, y Biona, 1992), conocido como el método del “salto de la humedad”.

Sensores remotos

Se entiende por sensores remotos aquellos sistemas capaces de obtener información de la atmósfera a partir de la radiación electromagnética o de un pulso sonoro, sin necesidad de hacer un sondeo directo o intrusivo en las masas de aire. Entre los sensores remotos más utilizados para estimar la h_{CM} se encuentran diferentes variedades de LIDAR (*LIght Detec-tion And Ranging*), ceilómetros, SODAR (*SOnic Detec-tion And Ranging*), radiómetros de micro-ondas y los radares perfiladores de viento, entre otros, todos ellos aptos para aportar información espacial y temporal relativamente fina, confiable y a veces casi que continua de la atmósfera. Algunos de ellos son medidores pasivos (no emiten señal sino que interceptan la señal radiativa incidente) y otros son activos (emiten un pulso sonoro o electromagnético del cual interpretan la señal de retorno).

El **LIDAR** es un sistema emisor de haces de luz, que chocan con el aire y parcialmente rebotan en él. El sistema capta y registra la radiación retrodispersada, y esos registros, mediante algunas transformaciones matemáticas, se usan para inferir diferentes propiedades de la atmósfera, a varios niveles, según sea la frecuencia de la onda electromagnética previamente emitida y las características del equipo. El diseño de estos sensores está basado en los procesos de interacción, absorción y dispersión (*scattering*) que afectan los rayos de luz emitida una vez éstos ingresan a la atmósfera, dado lo cual se pueden estimar, según sea el propósito, perfiles para tipo de moléculas, tamaño y concentración de aerosoles, humedad, temperatura, fluctuaciones turbulentas o viento. Como los LIDAR son incapaces de captar señales de la troposfera más baja (a menos de 100m) y como en condiciones nocturnas o estables a veces los perfiles de concentración no muestran un tope de concentración bien definido, estos sistemas son menos usados para determinar la h_{CM} en condiciones estables; por el contrario, los LIDAR se han usado ampliamente para detectar el tope de la CM cuando se trata de capas límites convectivas. En algunos casos, sin embargo, la identificación del tope de la CM no es directa debido a que los perfiles de concentración de partículas no sólo son afectados por procesos de mezclado atmosférico sino que pueden estar relacionados con procesos de advección, acumulación residual, presencia de varias capas de partículas o presencia de nubes, dado lo cual se recomienda la aplicación de protocolos automáticos de análisis y la revisión por parte de expertos capaces de identificar o descartar efectos no asociados al mezclado turbulento que puedan afectar el correcto estimativo de la h_{CM} (Yang, Li, Lau, y Li, 2013). Por su gran complejidad, estos equipos requieren para su operación, adecuación y mantenimiento de un grupo técnico especializado.

Los **ceilómetros** pueden ser considerados sistemas LIDAR más simples, en tanto que están diseñados para emitir pulsos de luz a una sola frecuencia. Sin embargo, los equipos comerciales más modernos pueden trabajar continuamente, incluso bajo condiciones de lluvia, y alcanzan a medir señales retrodispersadas desde un poco más cerca de la superficie que los



Figura 3-15.: Fotografía de la torre del Sistema de Alerta Temprana de Medellín (SIATA), en cuya terraza se ubican un ceilómetro y un radiómetro de micro-ondas, entre otros equipos.

sensores LIDAR más convencionales, con espaciamentos verticales relativamente buenos. A su favor tienen, además, menores costos de inversión y operativos que los sistemas LIDAR y un diseño más sencillo. En conjunto, estas características favorecen su amplio uso en proyectos de investigación y en el monitoreo regular de la capa límite atmosférica urbana.

Los **SODAR** son también sensores remotos activos que emiten un pulso sonoro a la atmósfera y registran la onda acústica retrodispersada; la intensidad de esta onda es proporcional al índice de refracción sonora C_N^2 , a su vez relacionado con la estructura térmica de la atmósfera. Algunos SODAR tienen la posibilidad de detectar campos de viento, lo cual puede ser útil para determinar las condiciones de estabilidad atmosférica y el espesor de la CM. Los mayores inconvenientes de esta tecnología estriban en que: no funcionan bien bajo condiciones de precipitación (lluvia o nieve), no detectan bien las señales retrodispersadas cuando el perfil de temperatura es muy uniforme, el rango de penetración de los pulsos sonoros en la atmósfera es de sólo unos pocos centenares de metros y no son buena opción cuando los alrededores del sitio de ubicación del instrumento son muy ruidosos (Seibert *et al.*, 2000). Aunque los SODAR han sido muy usados para la estimación de la h_{CM} de capas límites estables, su sensibilidad al ruido ambiente explica porqué estos instrumentos no son comunes en áreas urbanas (Piringer *et al.*, 2007). Además emiten ruido, que puede incomodar a la población vecina al sitio de emplazamiento del equipo (C. S. B. Grimmond, 2006).

En el grupo de los medidores pasivos se encuentran los **radiómetros de microondas**, los cuales vienen generalmente acompañados de algoritmos que ayudan a estimar perfiles de temperatura, humedad y contenido de agua en la atmósfera. Estos equipos permiten determinar las condiciones de estabilidad estática no-saturada y saturada, con lo cual se obtienen -además de un par de variables básicas para entender la estructura térmica de la CLA-, estimativos del CAPE y el CIN, bastante útiles, como se sabe, en la previsión oportuna de eventos de precipitación. Una gran ventaja de estos equipos es la operación continua de los mismos, con errores típicos de precisión menores a $0,5K$ en temperatura y perfiles de humedad que se pueden obtener aún en condiciones de precipitación, siempre y cuando la misma no altere (de modo inconveniente para el instrumento) el espectro de radiación de microondas. Entre las desventajas se reportan algunas dificultades inherentes a la calibración del equipo y a la posible interferencia que puedan causar fuentes cercanas de emisión de radio (Hardesty y Hoff, 2012).

La lista de sensores remotos que pueden ser útiles para estimar la h_{CM} no se agota con lo dicho. Los autores especializados en estos temas no dudan en recomendar, más que un equipo en particular, la adecuada combinación de sensores que permita tanto un análisis comparativo entre los resultados que se obtengan de los mismos, como la complementariedad de las capacidades específicas que tiene cada uno (C. S. B. Grimmond, 2006; Seibert *et al.*, 2000).

3.5.3. Modelos numéricos

El desarrollo de las tecnologías computacionales explica en buena medida la expectativa generada por los modelos numéricos de atmósfera. Sin embargo, un proyecto como FUMAPEX (Baklanov, 2003) mostró la necesidad de adaptar las parametrizaciones corrientes de la capa límite a los ambientes de ciudad, lo cual puede lograrse, en principio, mejorando los esquemas de interacción superficie-atmósfera y la representación de los procesos en la capa límite. Los resultados de estos modelos atmosféricos “urbanizados” sirven, entre otras cosas, para generar valores de entrada requeridos por la mayoría de los modelos de dispersión atmosférica, tales como la altura de la capa de mezcla y los flujos de energía en superficie. Aunque más recientemente se han probado modelos que acoplan directamente las parametrizaciones atmosféricas con las de dispersión, estos todavía son menos comunes.

Con respecto a la simulación numérica de los procesos en superficie en las ciudades, los mayores esfuerzos se han enfocado a (Piringer *et al.*, 2005):

- a) Lograr una resolución espacial apropiada tanto para las dimensiones horizontales de las malla numérica, como vertical de las supercapas del suelo y de la atmósfera baja.

- b) Introducir información más fina y confiable tanto de la topografía como de los usos del suelo, las propiedades térmicas de los materiales en superficie y la humedad del terreno.
- c) Desarrollar métodos adecuados para el cálculo de la rugosidad efectiva del terreno urbano.
- d) Afinar el cálculo de los balances de energía en superficie.
- e) Lograr una asimilación óptima de las propiedades superficiales urbanas por parte de los modelos.

Además de lo anterior, el mejoramiento de los esquemas de parametrización de la capa límite urbana depende de una adecuada parametrización de los procesos de interacción suelo-atmósfera, de los perfiles de viento y de los procesos difusivos en la subcapa rugosa. Esto implica, por supuesto, el desarrollo de un sistema integral que permita acoplar efectivamente el suelo y el dosel urbano en un mismo concepto numérico.

En los últimos años algunos de los modelos han desarrollado la capacidad de incluir dentro de los dominios de modelación una mejor información paramétrica de la estructura urbana y de las actividades antrópicas. En el capítulo 4 indicaremos con algo más de detalle cómo se hace esto para el caso del modelo *Weather Research and Forecasting* (WRF).

4. El modelo de mesoscala WRF y su aplicación al estudio de la meteorología urbana

“...con técnica admirable esculpió con éxito un marfil blanco como la nieve y le dio una hermosura con la que ninguna mujer puede nacer, y se enamoró de ella”

— Ovidio. *Pígalión*

Un modelo meteorológico, en tanto que versión simplificada de la realidad, no debe considerarse un sustituto de ella. Un modelo meteorológico se construye y opera porque, en primer lugar, ayuda a pensar sistemas físicos complejos, en la medida en que sus resultados pueden ser confrontados con la teoría y la experiencia; y además porque, cuando ya brinda suficiente confianza, puede ser usado con ventajas en tareas operativas de pronóstico y gestión.

El lector sabrá disculpar este comentario al principio del presente capítulo, pero consideramos conveniente llamar la atención sobre el particular, dados los muy frecuentes casos en los cuales el técnico, el docente o el científico, como en la leyenda de Pígalión, narrada por Ovidio, parecen esperar que la realidad se comporte en concordancia con el modelo cuando un sentido común sano nos advierte de actuar exactamente en la dirección contraria, esto es: esforzarnos para que el modelo se ajuste a los hechos reales tanto como sea posible y necesario. En otras palabras, si, por ejemplo, lo que se busca es simular las condiciones meteorológicas de una ciudad, entonces la elección y configuración de los modelos, y por supuesto el análisis de los resultados, son tareas que debe realizar un equipo técnico conocedor de las operaciones que ejecuta el modelo, las cuales están basadas en ciertas hipótesis y simplificaciones físicas y matemáticas. En cambio no conviene que estas tareas sean delegadas a personas apenas expertas en labores de computación, por más idóneos que sean en su campo, dado el riesgo que supone dejar en manos inexpertas el análisis físico de los procesos atmosféricos simulados, lo cual puede dar al traste con los objetivos concretos del ejercicio de modelación.

El uso de modelos meteorológicos computacionales usualmente remite a cuatro enfoques distintos:

- De *investigación*: cuyo objetivo es entender mejor los procesos dinámicos, termodinámicos, químicos, radiativos o de transporte que afectan el comportamiento atmosférico y la calidad del aire en un contexto espacio-temporal específico. Estos trabajos son la base de nuevos desarrollos y aplicaciones científicas y tecnológicas.
- De *pronóstico*: se refiere a procedimientos, a menudo de rutina, mediante los cuales se busca predecir las condiciones atmosféricas o de calidad del aire. De los resultados se sirven entidades públicas y privadas con variados propósitos.
- *Planeación*: cuando el modelo aporta información que sirve para orientar la formulación de proyectos de infraestructura, políticas de protección y gestión ambiental, planeación del territorio.
- *Atención de eventos extremos*: son útiles en situaciones de contingencia (por ejemplo, ante la ocurrencia de eventos hidrometeorológicos extremos) o en eventos que comprometan seriamente la calidad del aire y generen situaciones de riesgo. En estas circunstancias, las entidades encargadas de tomar decisiones de prevención y mitigación de daños, se valen del modelo para coordinar operaciones de atención y salvamento.

El propósito de este capítulo es introducir las características básicas del modelo WRF-urbano, tanto en lo concerniente a su “arquitectura” general como a los esquemas de parametrización de los procesos físicos. Puesto que dichos esquemas difieren en su aplicabilidad según sean el dominio geográfico de interés y los propósitos específicos de la simulación, aquí se hará un énfasis mayor en aquellos esquemas que serán probados y usados en los procesos de validación, calibración y simulación del estudio de la capa de mezcla del Valle de Aburrá y su área metropolitana.

4.1. Los modelos numéricos de mesoscala y las áreas urbanas

Como se ha dicho en el capítulo anterior, la CLU supone la existencia de una delgada capa, que va desde el piso hasta el tope de las edificaciones, conocida con el nombre de *dosel urbano*, donde residen los colectivos humanos que habitan la ciudad y se desarrollan todas aquellas actividades que se denominan propiamente urbanas. La concentración de población y de motores al interior de este *dosel*, sumada a la notable heterogeneidad de materiales, la variedad de formas de los edificios, y la compleja orientación espacial de vías y demás elementos de infraestructura, explican porqué se hace necesario refinar las parametrizaciones

de los modelos numéricos convencionales. No de otro modo se pueden captar con suficiente precisión las variables que afectan los balances de energía en superficie, los fenómenos de transporte en la microescala y las interacciones de la CLU con los procesos de mesoscala.

En relación con el uso de modelos numéricos aplicados a zonas urbanas, se recomienda buscar un equilibrio entre: a) el volumen y la calidad de la información atmosférica disponible para alimentar con éxito dichos modelos; b) la escala, el nivel de detalle y la precisión con que se evalúan las variables de la capa límite urbana; y c) los recursos de cómputo necesarios para realizar la modelación (Baklanov *et al.*, 2009). El balance entre estos tres puntos está fuertemente determinado por la aplicación específica que se le quiera dar a los resultados del modelo, la cual corresponde, las más de las veces, a uno de los siguientes tipos:

- **Estudios de climatología urbana.** Pueden requerir información de usos y coberturas del suelo, materiales de construcción, morfometría de las edificaciones, distribución de motores, sistemas de aire acondicionado o de calefacción, y movilidad de las personas en la malla urbana a lo largo del día, entre otros. Estos estudios ayudan a identificar la generación de islas de calor, alteraciones de los regímenes de circulación de vientos, comportamiento de la Capa de Mezcla y tendencias de cambio de las variables que definen el clima en las ciudades.
- **Estudios de calidad del aire orientados a evaluar los impactos de la contaminación atmosférica en la salud humana.** La simulación de las condiciones meteorológicas en las ciudades requiere para su calibración y validación de información de buena calidad (World Meteorological Organization, 2008). Por consiguiente, tanto en los estudios de salud pública como en todos aquellos relacionados con la calidad del aire urbano, debe tenerse en cuenta que los sensores atmosféricos (de temperatura, humedad, viento, etc.) ubicados dentro de la subcapa rugosa, como son los que usualmente hacen parte de los sistemas de monitoreo de contaminantes atmosféricos, proveen información de microescala, que no es representativa de la escala local urbana.
- **Planeación urbana.** Este tipo de aplicaciones está orientado a evaluar los impactos potenciales sobre el clima y la calidad del aire urbano que se pueden derivar de las intervenciones en los patrones de construcción y los usos del suelo y, en general, del ordenamiento territorial. En consecuencia, el modelo meteorológico requiere de información muy concreta acerca de las intervenciones urbanas en cuestión.
- **Pronóstico regular de las condiciones atmosféricas y de calidad del aire en áreas urbanas.** La tendencia actual es integrar en un mismo código los modelos de simulación atmosférica con los de calidad del aire (modelos *on-line*), aunque es todavía común trabajar ambos códigos por separado (sistemas *off-line*). Como el pronóstico es un ejercicio regular de simulación orientado a informar acerca del estado probable de las condiciones atmosféricas y de calidad del aire en la ciudad, con previsión a corto

(horas) y mediano (días) plazos, requiere recursos de cómputo con buena capacidad de memoria y procesamiento.

- **Generación de alertas tempranas ante la presencia de sustancias tóxicas o contaminantes en la atmósfera, cuyos niveles de concentración pongan en riesgo a la población.** En tal caso se requiere que la capacidad de los sistemas de computo permitan simular el evento y su evolución con suficiente rapidez y detalle como para alertar oportunamente a la población y a las entidades encargadas de atender la emergencia. En tales casos es probable que se requieran simulaciones del tipo CFD/LES (Computational Fluid Dynamics / Large Eddy Simulation).
- **Generación de alertas tempranas por eventos hidrometeorológicos extremos.** El buen desempeño de los sistemas de alerta temprana depende tanto de la calidad y suficiencia del sistema de monitoreo, como de la conveniente parametrización de los modelos de pronóstico.

En el contexto europeo se desarrollaron en la última década varios proyectos de cooperación internacional que apuntaban a mejorar la capacidad de predicción de la contaminación por parte de los modelos numéricos para áreas urbanas, los cuales se pueden acoplar o están ya acoplados a modelos de polución del aire y de exposición de la población. Entre ellos cabe mencionar los proyectos COST Action 715 (*Meteorology applied to urban air pollution problems*) (Piringer *et al.*, 2007), FUMAPEX (*Integrated Systems for Forecasting Urban Meteorology, Air Pollution and population Exposure, FUMAPEX*) (Baklanov *et al.*, 2006), BUBBLE (*Basel UrBan Boundary Layer Experiment*) (M. Rotach *et al.*, 2005), y COST Action 728 (*Enhancing mesoscale meteorological modelling capabilities for air pollution and dispersion applications*) (Baklanov y Grisogono, 2007).

En los Estados Unidos se destaca el sistema WRF-urbano (Chen, Kusaka, *et al.*, 2011), cuyo desarrollo ha estado liderado por NCAR (*National Center for Atmospheric Research*), NOAA/ESRL (*National Oceanic and Atmospheric Administration / Earth System Research Laboratory*), NOAA/NCEP/EMC (*NOAA / National Centers for Environmental Prediction/Environmental Modeling Center*), en colaboración con varias universidades y agencias estatales de ese país. Por su versatilidad, la rica documentación disponible acerca de sus aplicaciones y la facilidad para acceder a información relacionada con su estructura y esquemas de parametrización, este modelo fue elegido para realizar las simulaciones numéricas de la capa de mezcla sobre el Valle de Aburrá.

4.2. Arquitectura del *Weather Research and Forecasting* (WRF)

El sistema WRF tuvo su origen a finales de la década de 1990 como resultado de un esfuerzo compartido entre el *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) -representada básicamente por *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) y el *Forecasting Systems Laboratory* (FSL)-, la *Air Force Weather Agency* (AFWA), y algunas otras entidades universitarias y de investigación de los Estados Unidos. A pesar de que su primera versión oficial (V2.0) fue dada a conocer en el año 2004, el WRF se sigue presentando como un modelo numérico de última generación, después de haber desplazado casi completamente al MM5 de NCAR, el ETA de NCEP y el sistema RUC de NOAA/FSL. El WRF se diferencia de estos modelos tanto en el hecho de que sus códigos están escritos en lenguajes de cómputo más modernos y versátiles (básicamente fortran-90 y C), como en que ha sido concebido y desarrollado para que su arquitectura sea abierta, modular, flexible, extensible, susceptible de discusión y mejoramiento por parte de la comunidad científica, y capaz de asimilar nuevos desarrollos tecnológicos tanto en materia de máquinas de cómputo como en fuentes de información (Michalakes *et al.*, 1998). Una prueba de hasta qué punto estos objetivos se han alcanzado es la capacidad del WRF para adaptarse a escalas que van desde las que se usan para simular el clima global hasta otras mucho más finas, tipo LES (*Large Eddy Simulations*) o RNS (*Reynolds averaged Navier Stokes equations*); aunque, sin duda, es más apto en escalas que van entre 1 y 10 kilómetros, lo cual lo califica como un de los modelos numéricos de predicción en régimen no-hidrostático más reconocidos en el mundo. Con el tiempo, además, se han desarrollado algunas aplicaciones más especializadas del WRF, como el *WRF-Chem*, que acopla directamente la meteorología con la simulación de la emisión, transporte, mezclado y transformación química de gases y aerosoles en la atmósfera; el *WRF-Fire*, que combina la habilidad del ARW para estimar flujos de calor y otras variables atmosféricas y del suelo con el fin de simular la dinámica de incendios forestales; y el *Hurricane-WRF* (HWRF) usado para investigación y predicción de ciclones tropicales. Hasta el momento, todas estas variantes del WRF son gratuitas, de libre acceso y operación, y pueden ser usados en plataformas que van desde los computadores portátiles hasta clusters con miles de procesadores. En la actualidad, el WRF se caracteriza por ser un modelo comunitario de amplia participación internacional, que supera los 20.000 usuarios registrados en más de 130 países del mundo; el dinamismo de esta comunidad es pieza clave tanto para el mejoramiento del software (sobre todo de los esquemas de parametrización), como para facilitar la transferencia de conocimiento desde áreas de investigación en ciencias atmosféricas al campo de las aplicaciones prácticas.

Las distintas componentes del modelo WRF conforman un sistema que ofrece distintas opciones de entrada y de flujo, como se muestra en la 4-1. Esta figura se lee de izquierda a derecha para indicar cómo de las fuentes de información externas se pasa a los módulos de preprocesamiento, luego al cuerpo del modelo como tal y, finalmente, a las componentes de post-procesamiento. Se observa en la figura cómo hay tres modos básicos para correr el WRF, correspondientes a distintos esquemas de dinámica computacional, uno de ellos diseñado para correr exclusivamente casos ideales, con el fin de hacer pruebas de verificación del modelo a partir de soluciones bien conocidas de problemas simples o para estudios de dinámica computacional. Los otros dos esquemas se utilizan para simular condiciones meteorológicas reales, aunque responden a diferentes objetivos de simulación: el NMM (*Nonhydrostatic Mesoscale Model*), desarrollado por NCEP, con respaldo del *Developmental Testbed Center (DTC)*, que es utilizado preferentemente en aplicaciones operativas y de pronóstico; y el ARW (*Advanced Research WRF*) más orientado a la investigación en clima regional y urbano, fotoquímica de la atmósfera, simulación de clima global y simulación de casos ideales en múltiples escalas, respaldado por *NCAR-Mesoscale and Microscale Meteorology Division*.

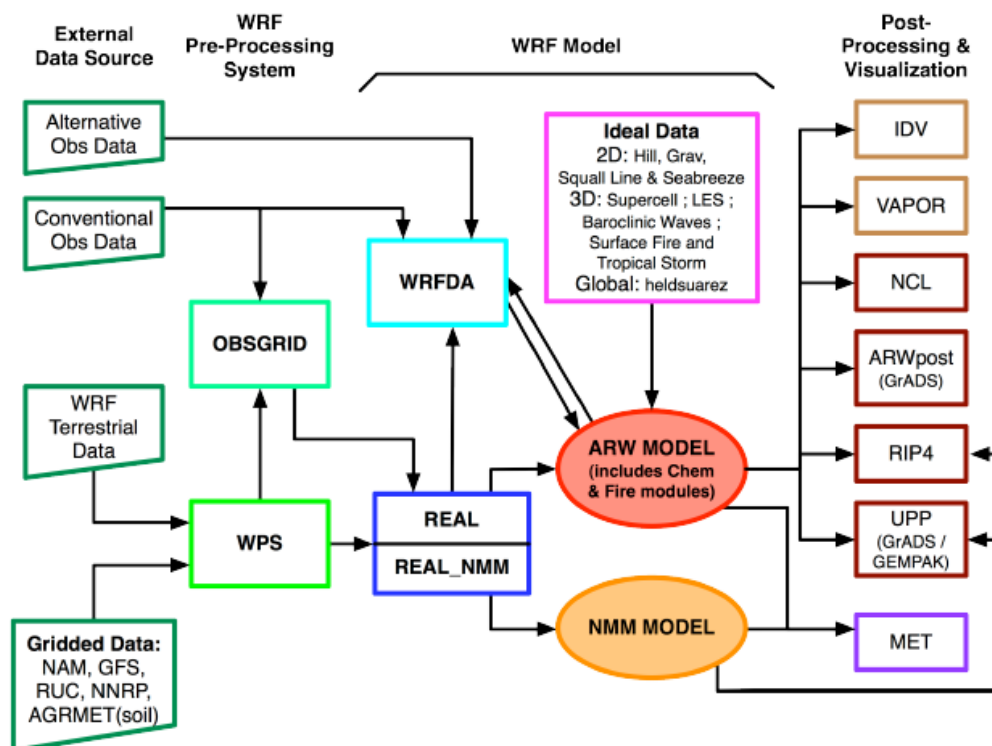


Figura 4-1.: Diagrama de flujo del sistema de modelación WRF. Tomado directamente de las presentaciones del *Mesoscale & Microscale Meteorological Division /NCAR*.

A excepción del modelamiento de casos idealizados, es decir, independientemente de que se vaya a correr el modelo como NMM o ARW, el WRF requiere de una preparación de la información sobre condiciones iniciales y de frontera, lo cual se hace mediante el *WRF Pre-processing System* (WPS). Por una parte, las entradas mínimas de información al WPS corresponden a los campos estáticos (que no varían con el tiempo), los cuales incluyen datos de topografía, pendientes del terreno, usos y tipos de suelo, temperatura media anual de las capas internas del suelo, porción vegetal mensual de cobertura de las celdas y albedo mensual, entre otros; el programa *geogrid.exe* se usa para interpolar esta información, a la escala de los dominios del modelo, previa configuración de los mismos. Esta información puede ser descargada directamente de la página del WRF con resoluciones de 30", 2', 5' y 10'; en algunos casos, sin embargo, también se puede suministrar información geográfica al WPS proveniente de otras fuentes, lo cual se hace redefiniendo las entradas correspondientes del archivo GEOGRID.TBL, que es donde se especifican los métodos de interpolación, la ubicación de los archivos fuente y la prioridad de las fuentes de datos dentro de un mismo campo. Cuando se corre el ARW, los archivos de salida del *geogrid.exe* se denominan automáticamente *geo_em.d0N.nc*, con N el número del dominio dentro de un anidamiento, siendo $N = 1$ el dominio más exterior; y cuando se corre el NMM, el archivo llamado *geo_nmm.d01.nc* se refiere al dominio más exterior, mientras los *geo_nmm.10N.nc* remiten al correspondiente dominio interior N .

Por otra parte, el programa *ungrib.exe* es quien lee la información meteorológica requerida por el WRF a partir de archivos tipo GRIB (*General Regularly-Distributed Information in Binary*), como son las bases de datos NAM (*North American Mesoscale*), que cubren Norte América con resolución de 12 km, o las del GFS (Global Forecast System), con cobertura sobre todo el globo terráqueo en escala de 28 km, entre otros. Los archivos GRIB utilizan códigos que sirven para identificar las variables incluidas en él y los niveles para los cuales hay información de las mismas. En consecuencia, el *ungrib.exe* utiliza tablas (denominadas Vtables), donde se define cuáles variables extraer del archivo GRIB, y entonces reescribe la información meteorológica en archivos con formato intermedio.

Finalmente, el programa *metgrid.exe* combina la información estática preparada por el *geogrid.exe* para cada uno de los dominios de simulación, con la información del *ungrib.exe*. El propósito de esta operación es la interpolación horizontal de los datos meteorológicos que sirven al programa REAL para, entre otras cosas, generar las condiciones iniciales y de frontera del modelo WRF. En algunas ocasiones, sin embargo, puede ser interesante, conveniente o necesario incorporar información meteorológica adicional, proveniente de observaciones directas o de sensores remotos, para lo cual se utiliza el programa de análisis objetivo del WRF, llamado OBSGRID, con la intención de mejorar la primera aproximación a las condiciones meteorológicas de mesoscala; en todo caso, el uso del OBSGRID es opcional y opera a la salida del WPS, aunque sigue haciendo parte de las tareas de pre-procesamiento. La Figura 4-2 muestra el modo más habitual como se articulan los programas en el WPS.

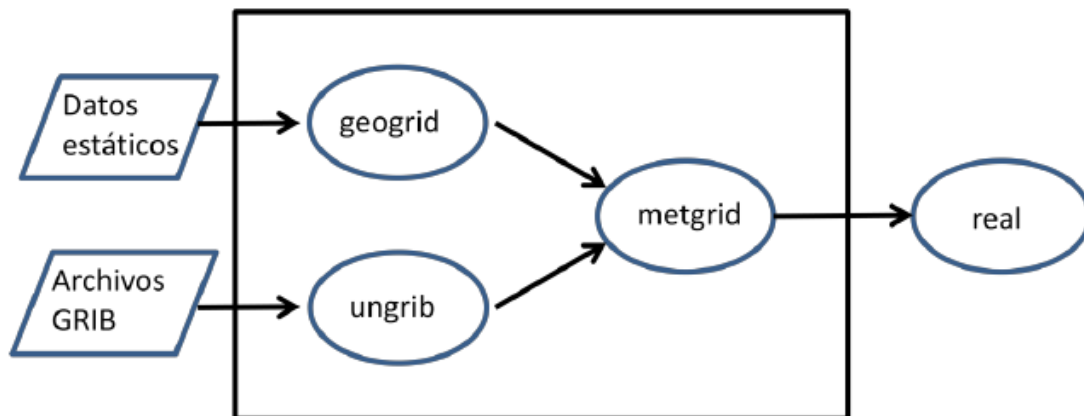


Figura 4-2.: Flujo de información en el WPS. (Adaptado de las presentaciones del *Mesoscale & Microscale Meteorological Division /NCAR*).

Una vez se corre el programa *real.exe* o *real_nmm.exe* -esto dependiendo de si el núcleo dinámico es ARW o NMM-, el sistema WRF enfrenta una disyuntiva: o utiliza el modelo de asimilación de datos (WRFDA), el cual combina observaciones con productos de una simulación previa (por ejemplo, los resultados de un primer pronóstico) para mejorar el estimativo de las condiciones atmosféricas, y aporta un análisis estadístico del error. O bien, de modo más directo, el WRF ejecuta los códigos de simulación ceñido a las especificaciones prescritas en el archivo *namelist.input*. Este archivo determina con precisión las condiciones de operación del WRF principalmente mediante los siguientes bloques de variables: control de tiempo, dominios, física, dinámica y control de fronteras. La correcta ejecución del programa *wrf.exe* produce unos archivos de salida, denominados *wrfout*, que guardan los resultados de la simulación.

El software del WRF se establece con base en un esquema de tres capas, como sugiere la Figura 4-3. En su nivel de control más alto (*driver*) se reservan los espacios de memoria, se configuran los dominios de simulación o anidamiento, se dejan consignados los pasos de tiempo, se establecen las funciones de interpolación y retroalimentación, y se define el esquema de dinámica computacional. La capa intermedia resuelve rutinas de retroalimentación, interpolación, forzamiento y toma las diferentes variables dentro de cada dominio anidado para adelantar su cálculo en el tiempo. La capa que está en la base contiene las rutinas de cálculo de la física y la dinámica en los subdominios tridimensionales del anidamiento. Esta capa aísla los códigos de la física del resto de componentes del modelo, de modo que el trabajo científico puede concentrarse directamente en los productos que de ella provienen, más que en las operaciones de paralelismo y otros detalles relativos a la operación interna del sistema.

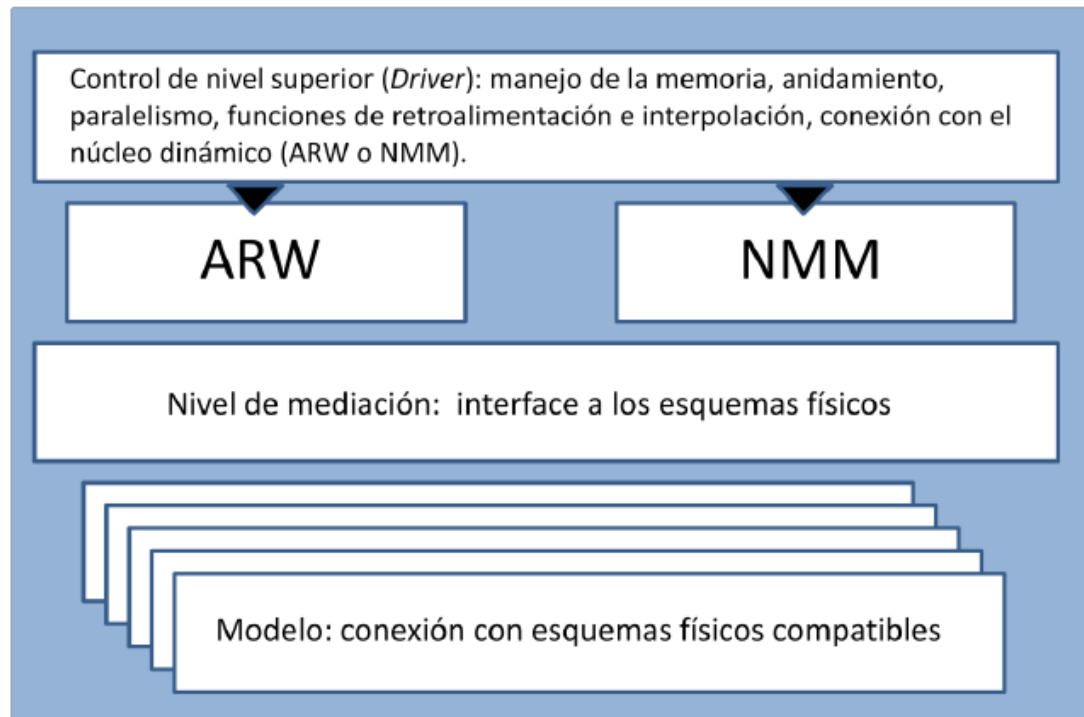


Figura 4-3.: Arquitectura del software en el modelo WRF. Adaptada de (Michalakes *et al.*, 1998).

La documentación sobre la dinámica computacional, las ecuaciones de base del modelo, los esquemas de parametrización física, los procedimientos para correr el modelo en casos desde muy simples hasta muy complejos, los recursos de pre y post-procesamiento de la información, más un número amplio de casos de estudio, se pueden consultar en las páginas web de NCAR y del DTC, y en numerosos artículos científicos que se publican sobre este tipo de investigaciones. En lo que sigue se hará una descripción sucinta del sistema WRF, pero se remite al lector a la información especializada sobre estas materias (véase por ejemplo: Skamarock y Klemp (2008)).

Los recursos de visualización y post-procesamiento son también muy variados, tal y como sugiere la misma Figura 4-1; algunos son gratuitos y están respaldados. Entre ellos están: NCL (*NCAR Command Language*), RIP4, ARWpost, WPP y VAPOR. La mayoría de estos programas sólo leen archivos tipo *netcdf*, aunque el WPP también reconoce otros archivos binarios.

4.3. Esquemas de parametrización física en el ARW

La formulación de las ecuaciones dinámicas del ARW se hace con base en un sistema de coordenadas sugerido por Laprise (1992), el cual reporta interesantes ventajas matemáticas para la simulación de procesos atmosféricos compresibles y no-hidrostáticos. En dicho sistema, la coordenada vertical adimensional, η , se define como

$$\eta = \frac{ph - pt}{ps - pt} \quad (4-1)$$

donde ps y pt son las presiones en el terreno y en la frontera superior del dominio respectivamente, y ph es la componente hidrostática de la presión a un nivel determinado, todas estas para masas de aire seco. De esta definición se deduce que la coordenada η es igual a cero en el límite superior del dominio vertical y aumenta a medida que disminuye la altura, hasta llegar al valor unitario en el piso, dado lo cual las superficies se ajustan espacialmente a los contornos del terreno (Figura 4-4).

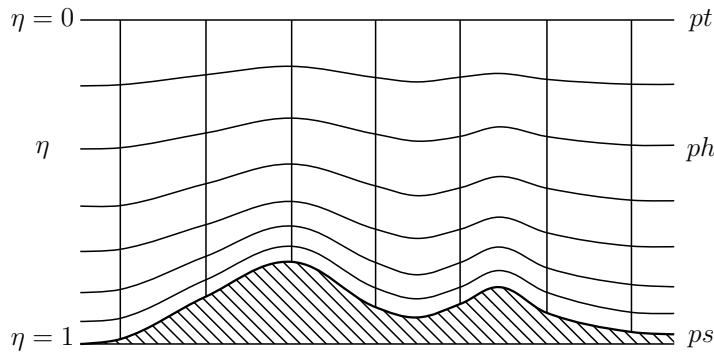


Figura 4-4.: Coordenada vertical η en el ARW.

La diferencia de presiones $\mu_d = ps - pt$, conocida con el nombre de “masa de la columna de aire seco por unidad de área” (pues es proporcional al “peso de la columna atmosférica seca por unidad de área”), se utiliza para escalar las variables de pronóstico según las fórmulas:

$$\vec{V} = \mu_d \vec{v} = (U, V, W), \quad \Omega = \mu_d \dot{\eta}, \quad \Theta = \mu_d \theta, \quad Q_m = \mu_d q_m \quad (4-2)$$

Donde $\vec{V} = \mu_d(u, v, w)$ corresponde a las componentes horizontal (U y V) y vertical (W) de la velocidad; $\Omega = -\mu(d\eta/dt)$ es una expresión cinemática que se utiliza para aplicar condiciones de frontera en la base y el tope de la columna vertical; θ es la temperatura potencial; y $q_m = q_v, q_c, q_r, \dots$ corresponde a las razones de mezclado (masa por masa de aire seco) del vapor de agua, las nubes, la lluvia, el hielo, etc.

Además de las anteriores, las ecuaciones del ARW incluyen la función de geopotencial $\varphi = gz$, la presión p y los volúmenes específicos $\alpha_e = 1/\rho$ y $\alpha_d = 1/\rho_d$ del aire húmedo y seco respectivamente (ρ es la densidad). En tal caso,

$$\alpha_e = \alpha_d(1 + q_v + q_c + q_r + q_i + \dots)^{-1} \quad (4-3)$$

Finalmente, las ecuaciones pronósticas para el aire húmedo en el ARW tienen la forma de las denominadas “Ecuaciones de flujo de Euler”, que se escriben de acuerdo con la propuesta básica de Ooyama (1990). Esto es:

$$\partial_t U + (\nabla \cdot V u) + \mu_d \alpha_e \partial_x p + (\alpha_e / \alpha_d) \partial_\eta p \partial_x \phi = F_U \quad (4-4a)$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot V v) + \mu_d \alpha_e \partial_y p + (\alpha_e / \alpha_d) \partial_\eta p \partial_y \phi = F_V \quad (4-4b)$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot V w) - g[(\alpha_e / \alpha_d) \partial_\eta p - \mu_d] = F_W \quad (4-4c)$$

$$\partial_t \Theta + (\nabla \cdot V \theta) = F_\Theta \quad (4-4d)$$

$$\partial_t \mu_d + (\nabla \cdot V) = 0 \quad (4-4e)$$

$$\partial_t \phi + \mu_d^{-1} [(V \cdot \nabla) \phi - gW] = 0 \quad (4-4f)$$

$$\partial_t Q_m + (\nabla \cdot V q_m) = F_{Q_m} \quad (4-4g)$$

A las cuales se adiciona la ecuación diagnóstica para el volumen específico seco (α_d)

$$\partial_\eta \phi = -\alpha_d \mu_d \quad (4-5)$$

y la ecuación para la presión del aire húmedo (p)

$$p = p_0 (R_d \theta_m / p_0 \alpha_d)^\gamma \quad (4-6)$$

donde p_0 es la presión de referencia en la ecuación de Poisson, R_d es la constante en la ecuación de estado del aire seco y θ_m se define como

$$\theta_m = \theta \left(1 + \frac{R_v}{R_m} q_v\right) \quad (4-7)$$

En esta expresión R_v y R_m representan las constantes del vapor de agua y del aire húmedo respectivamente.

Por otra parte, los términos a la derecha de las ecuaciones diferenciales (4-4) corresponden a componentes de forzamiento relacionados con proyecciones esféricas, rotación de la tierra, mezclado turbulento y parametrizaciones físicas. Las parametrizaciones por lo general remiten a procesos que ocurren en escalas horizontales menores al tamaño de las celdas en el dominio de referencia, y resuelven el “forzamiento” dentro de cada columna con independencia de lo que ocurra en las columnas vecinas; este artificio numérico es válido en la medida en que buena parte los procesos de subescala tienen lugar en la dirección vertical.

La Figura 4-5 esquematiza los cinco procesos básicos de parametrización en el ARW, y sus interacciones. En cada paso de ejecución del modelo, los esquemas de radiación se corren primero puesto que los flujos radiativos son insumo necesario para resolver los procesos de superficie. Por supuesto, dichos procesos de superficie también requieren de los resultados arrojados por los esquemas de convección (cúmulos) y de microfísica de las nubes, pero estos se toman del paso de modelación anterior, y sólo se ajustan al final de cada paso; en cambio la capa límite requiere datos de los procesos de superficie, de los que toma los flujos de calor y de humedad. Se observa pues el papel central que ocupan los procesos de superficie, con los cuales se relacionan todos los esquemas de parametrización; mientras que, por ejemplo, la microfísica y la convección son más determinantes siempre que haya eventos de lluvia y fuerte presencia de nubes convectivas.

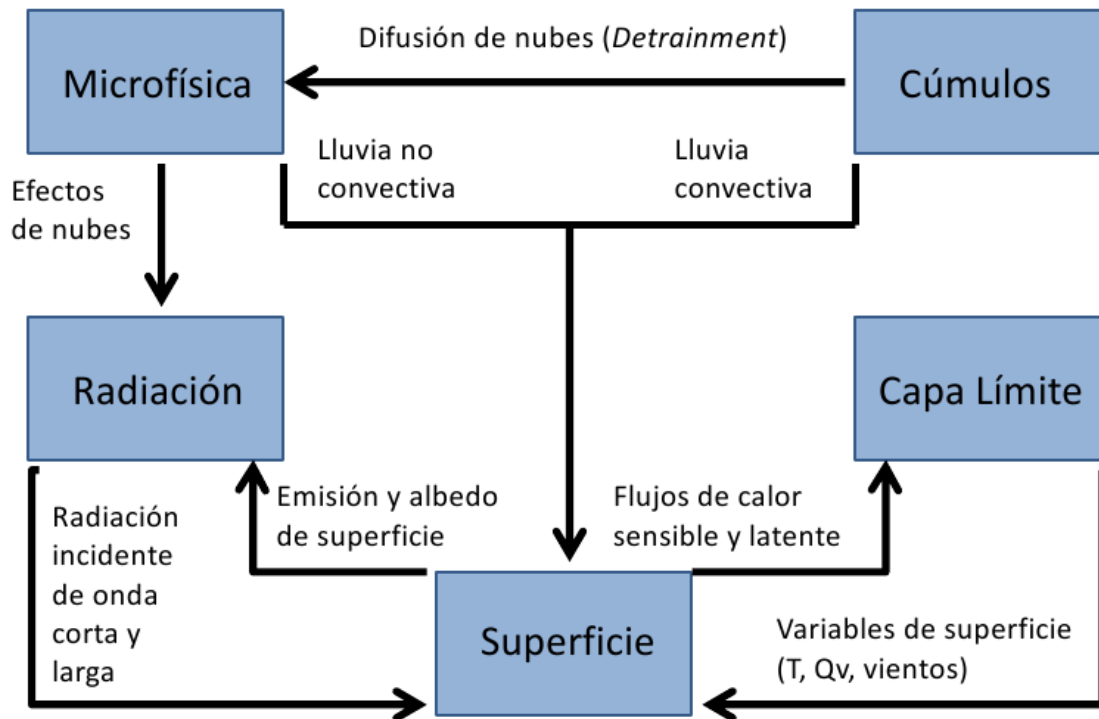


Figura 4-5.: Módulos de parametrización física en el ARW. (Adaptado de las presentaciones del *Mesoscale & Microscale Meteorological Division /NCAR*).

4.3.1. Parametrización de cúmulos

La convección húmeda en la atmósfera sugiere la posible ocurrencia de eventos de precipitación (de lluvia, nieve, granizo, etc.); técnicamente se le considera un proceso fundamental en la distribución vertical de flujos de calor y de humedad, y en la restauración de las condiciones locales de estabilidad de las masas de aire. Cuando la actividad convectiva es suficientemente extensa y potente, puede incluso alterar los patrones de circulación de gran escala, incluidas

la circulación de Walker y Hadley. Por estas mismas razones se le considera un factor importante a considerar en la evolución del ENSO, en tanto que los cambios de la temperatura superficial del océano Pacífico están acoplados a las alteraciones en la convección atmosférica típicas de este fenómeno.

Los procesos de convección se suelen clasificar en dos tipos: profunda y somera. La convección profunda genera una fuerte expansión vertical de las masas de aire húmedo, capaz de penetrar buena parte de la troposfera; produce calentamiento y secamiento del entorno inmediato y, en caso de precipitación, puede remover gran cantidad de agua de la atmósfera, razón por la cual es pieza clave en el ciclo hidrológico. La convección somera, por el contrario, avanza bastante menos en dirección vertical en la atmósfera; su principal efecto es producir sombras sobre el terreno, lo cual puede afectar considerablemente los balances de energía en superficie. Esto generalmente ocurre mientras se enfría y satura la parte alta de la nube, y se calienta y seca la capa límite justo por debajo de la celda convectiva.

El papel principal que cumplen los esquemas de parametrización de cúmulos en los modelos numéricos consiste en predecir los efectos asociados a la presencia de focos de convección dentro de una celda del dominio o en estimar la cantidad de convección que tiene lugar en un evento determinado. La manera como se conceptualiza y formula la convección hace referencia a las denominadas hipótesis de cierre (“*closure*” en inglés), las cuales se distinguen entre sí porque remiten a diferentes criterios: están aquellas basadas en determinar qué tanto se extiende en la vertical el forzamiento atmosférico que controla la convección, las que hacen énfasis en los cambios que produce la convección en el entorno, las que evalúan la evolución de las fuerzas boyantes o las que enfocan más los procesos de remoción de humedad durante el evento convectivo (Stensrud, 2007). En uno u otro caso, la parametrización de cúmulos es recomendable en dominios con resolución mayor a 10 km. Con base en información de vientos, temperatura potencial y razones de mezclado que provee el modelo en la escala de las celdas del dominio, la parametrización de cúmulos se usa para determinar, mediante las llamadas “funciones gatillo” (*trigger functions* en inglés), cuándo y dónde ocurre la actividad convectiva, y si su parametrización debe ser activada.

La tabla 4-1 es un listado de algunos de los esquemas de parametrización de cúmulos disponibles en el ARW, y sus características. Todos ellos actúan en columnas independientes, de modo que distribuyen la humedad en la vertical mediante flujos ascendentes que ingresan desde la capa límite y descendentes que ocurren en el nivel medio de las nubes. La mayoría de estas opciones corresponden a esquemas de flujo de masa, donde la convección profunda se supone determinada por las condiciones de baja altura, que controlan la inicialización del proceso. Aunque estos esquemas se concentran en simular detalles de los procesos físicos relacionados con la convección, lo cierto es que varios de los supuestos subyacentes a cada una de las opciones son difíciles de comprobar mediante observación o medición directa.

Tabla 4-1.: Parametrización de cúmulos (*cu_physics*) en el WRFv3.4 (información basada en las presentaciones del *Mesoscale & Microscale Meteorological Division /NCAR*)

Indice	Esquema	Tipo de esquema	Cierre	Referencia	Adicionado
1	Kain-Fritsch	Flujo de masa	Remoción del CAPE	Kain (2004)	2000
2	Betts-Miller-Janjic	Control profundo	Ajuste de sondeo	Janjic (2000)	2002
3	Grell-Devenyi	Flujo de masa	Varios	Grell & Devenyi	2002
4	Schubert-Arakawa Simplificado	Flujo de masa	Cuasi equilibrio	Grell et al. (1994)	2002/2011
5	Grell-3	Flujo de masa	Varios	Grell & Devenyi (2002)	2008
6	Tiedtke	Flujo de masa	Remoción del CAPE	Tiedtke(1989)	2011
7	Zhang-McFarlane	Flujo de masa	Remoción del CAPE	Zhang & Farlane (1995)	2011
14	Nuevo SAS	Flujo de masa	Cuasi equilibrio	Han & Pan (2011)	2011
99	Viejo Kain-Fritsch	Flujo de masa	Remoción del CAPE	Kain & Fritsch (1990), Kain (1993)	2000

Las parametrizaciones de Betts-Miller-Janjic, y de Schubert-Arakawa Simplificado (SAS), en cambio, corresponden a esquemas convectivos de “control profundo” (Stensrud (2007) los denomina, en inglés, *deep-layer control convective schemes*), en tanto consideran que la convección es un eficiente consumidor de CAPE (*Convective Available Potential Energy*), la cual se suministra a gran escala desde el entorno. Estos esquemas, a su vez, se clasifican como de control del equilibrio, de cuasi-equilibrio y de ajuste del CAPE, en razón a los efectos que tiene la convección sobre las condiciones de estabilidad del ambiente circundante. Sin embargo, debido a que los esquemas SAS y Nuevo-SAS incluyen transporte vertical de momentum, suelen ser agrupados dentro de los esquemas de flujo de masa (Skamarock y Klemp, 2008). Conviene anotar que los esquemas Grell-Devenyi, Zhang-McFarlane y Viejo Kain-Fritsch no consideran convección somera.

4.3.2. Parametrización de la microfísica

La parametrización de cúmulos no resuelve en detalle los procesos que dan lugar al desarrollo y evolución de los sistemas nubosos. Por esta razón, cuando la resolución de un dominio de simulación está por debajo de 10 *km*, se requieren esquemas explícitos de parametrización que den cuenta de la microfísica de las nubes.

Los modos de parametrización de la microfísica se pueden clasificar en dos grandes grupos. De un lado están los “esquemas de conjunto” (*bulk parameterizations*) que asumen una forma funcional única para la distribución completa de tamaños de partículas y son capaces de reproducir bastante bien algunos de los procesos físicos más característicos al interior de las nubes. En el otro grupo están los esquemas (*bin parameterizations*) que dividen el rango total de tamaños o masas de las partículas en intervalos de clase, cada uno de los cuales recibe un tratamiento funcional diferenciado; estos esquemas demandan mayores recursos de cómputo, y sólo se utilizan en casos muy específicos de investigación, mas no todavía en modelos operativos (Stensrud, 2007).

Los esquemas de la microfísica en el WRF (tanto en el NMM como en el ARW) trabajan con base en parametrizaciones “de conjunto”, y corresponden a dos tipos: de 1 momento, que sólo predicen razones de mezclado (masa de las partículas por masa de aire seco, kg/kg); y de 2 momentos, que predicen razones de mezclado y concentración de partículas (cantidad de partículas por masa de aire, $\#/kg$). Estos últimos se ajustan a un rango de condiciones ambientales más amplio y por lo general pronostican mejor la precipitación acumulada y las propiedades de la distribución de granizo en la nube, que son fundamentales para la predicción de tormentas (Stensrud, 2007).

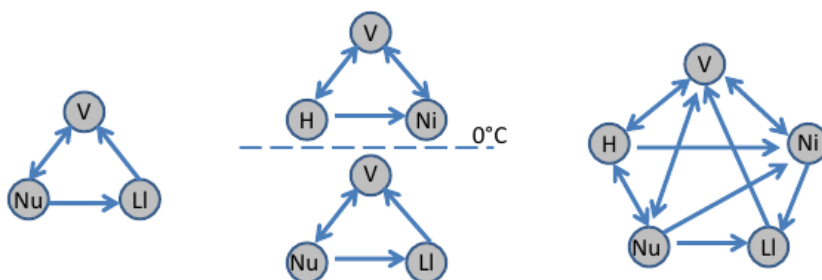


Figura 4-6.: Interacción entre partículas según tres esquemas para microfísica de un momento: Kessler a la izquierda, WSM3 en el centro y WSM5 a la derecha. En el diagrama, las letras se refieren a razones de mezclado de: vapor, V ; agua en la nube, Nu ; lluvia, Ll ; hielo, H ; y nieve, Ni .

La tabla 4-2 presenta información básica acerca de los esquemas de parametrización de la microfísica en el ARW. Los primeros cuatro en la lista son esquemas relativamente simples, a excepción del esquema Lin-Purdue, el cual es más recomendado para tareas de investigación; el esquema Kessler incluye producción de agua y lluvia en la nube, pero no hielo, por lo cual es considerado un esquema simple de “nubes cálidas”; los esquemas WSM3 (válido para razones de mezclado de vapor, nieve y hielo; o vapor, lluvia y agua) y el WSM5 (para razones de mezclado de vapor, nieve, hielo, lluvia y agua), aunque incluyen cambios de fase con hielo, no tratan procesos de interacción entre agua y hielo; y el relativamente recién incluido esquema SBU-Ylin, también de un momento, considera una gradación continua del espectro de escarchamiento, que va desde minúsculas partículas de hielo hasta cuerpos de granizo. El resto de esquemas de la lista son de doble momento, sensibles tanto a cambios de fase con el hielo como a procesos mixtos de interacción agua-hielo; y, a menos que se tengan limitaciones de memoria o de procesador, todos ellos son más recomendables que los esquemas de un solo momento, sobre todo en operaciones relacionadas con pronóstico de tormentas (Skamarock y Klemp, 2008).

Tabla 4-2.: Esquemas de microfísica (*mp_physics*) en el WRFv3.4 (Skamarock y Klemp, 2008)

Indice	Esquema	Tipo de esquema	Referencia	Adicionado
1	Kessler	Lluvia tibia	Kessler (1969)	2000
2	Lin (Purdue)	-	Chen & Sun (2002)	2000
3	WSM3	Hielo	Hong, Dudhia & Chen (2004)	2004
4	WSM5	Mesoscala, sin granizo	Hong, Dudhia & Chen (2004)	2004
5	Eta (Ferrier)	1-momento, granizo	Rogers, Black, Ferrier et al (2001)	2000
6	WSM6	1-momento, granizo	Hong & Lim (2006)	2004
7	Goddard	1-momento, granizo	Tao, Simpson & McCumber (1989)	2008
8	Thompson (viejo)	2-momentos	Thompson et al (2008)	2009
9	Milbrandt 2-mom.	2-momentos	Milbrandt & Yau (2005)	2010
10	Morrison 2-mom	2-momentos	Hong & Pan (1996)	2008
13	SBU-Ylin	1-momento	Lin & Colle (2011)	2011
14	WDM5	2-momentos	Lim & Hong (2010)	2009
16	WDM6	2-momentos	Lim & Hong (2010)	2009

4.3.3. Parametrización de la radiación

Como es usual en los modelos de atmósfera, la parametrización de la radiación en el ARW se realiza separadamente para la radiación de onda corta y de onda larga. En ambos casos los esquemas numéricos parten del supuesto denominado de los “planos paralelos”, según el cual la temperatura y la densidad de los diferentes compuestos químicos en el aire son función exclusiva de la presión (altura) y la temperatura del medio (Wallace y Hobbs, 2006). En gracia a este supuesto, las parametrizaciones de la radiación se construyen como modelos de columna, los cuales funcionan bien siempre que el tamaño de la celda horizontal en el dominio de simulación no sea demasiado pequeño comparado con el espesor de las capas atmosféricas, y funciona menos bien en tanto aumenta la resolución horizontal de las celdas. En otras palabras, para dominios con celdas de aristas menores a 1km los errores en radiación pueden ser más significativos (Skamarock y Klemp, 2008; Stensrud, 2007).

La función de estos esquemas de parametrización es aportar estimativos de los flujos divergentes de radiación en las diferentes capas de atmósfera y en la superficie del terreno. Por esta razón, estos esquemas requieren información de las variables de estado del ARW (temperatura potencial, vapor de agua, nubosidad y precipitación) y de los esquemas de superficie, de donde toman datos actualizados de emisividad y albedo.

Los esquemas de onda corta (SW) se basan en ecuaciones astronómicas para calcular la radiación solar incidente sobre el exterior de la atmósfera, según sean el día del año y la hora del día. En cuanto a la radiación que penetra la atmósfera, su función es calcular los flujos de ésta que se distribuyen hacia arriba y hacia abajo en cada una de las capas del

modelo (el esquema de Dudhia sólo calcula los flujos hacia abajo). Por otro lado, puesto que la nubosidad afecta considerablemente el balance de energía, todos los esquemas de radiación del WRF (tanto de onda corta como larga) pueden interactuar a este respecto con los campos de nubes producidos por el modelo, sean o no nubes de lluvia, y tienen en cuenta la proporción de hielo y agua que contengan. La tabla 4-3 hace referencia a algunos de los esquemas de parametrización de onda corta disponibles en el ARW. Entre ellos, CAM es un modelo de clima utilizado en el CCSM (*Community Climate System Model*) y el GFDL es más un modelo operativo.

Tabla 4-3.: Esquemas de radiación de onda corta (*ra_sw_physics*) en el WRFv3.4.

Indice	Esquema	Bandas espectrales	Gases traza	Referencia	Adicionado
1	Dudhia	-	Nubes	Dudhia (1989)	2000
2	Goddard	11	CO ₂ , O ₃ , nubes	Chou y Suarez (1994)	2000
3	CAM	19	CO ₂ , O ₃ , nubes	Collins et al. (2004)	2006
4	RTMG	-	-	Iacono et al (2008)	2009
5	New Goddard	-	-	Chou y Suarez (1999)	2011
99	GFDL	12	CO ₂ , O ₃ , nubes	Fels y Schwarzkopf (1981)	2004

También los esquemas de onda larga (LW) del WRF calculan los flujos de radiación térmica y del infrarrojo que absorben, emiten y dispersan los gases y las superficies (hacia arriba y hacia abajo en cada capa), tanto en condiciones de cielo claro como en cielo nublado. Más concretamente, el estimativo de la radiación de onda larga desde el piso se realiza a partir de la emisividad del terreno, la cual depende sobre todo de los usos del suelo, y de la temperatura de las superficies. Mientras que la radiación en la atmósfera debe responder tanto a la presencia de vapor de agua y aerosoles como de ciertos “gases traza”, el CO₂ y el ozono. La tabla 4-4 presenta algunos esquemas para la radiación de onda larga disponibles en el ARW.

Tabla 4-4.: Esquemas de radiación de onda larga (*ra_lw_physics*) en el WRFv3.4.

Indice	Esquema	Bandas espectrales	Gases traza	Referencia	Adicionado
1	RRTM	16	CO ₂ , O ₃ , nubes	Mlawer et al (1997)	2000
3	CAM	2	CO ₂ , O ₃ , nubes	Collins et al (2004)	2006
4	RRTMG	-	-	Iacono et al (2008)	2009
5	New Goddard	-	-	Chou y Suarez (2001)	2011
31	Held-Suarez	-	-		2000
99	GFDL	14	CO ₂ , O ₃ , nubes	Fels y Schwarzkopf (1981)	2004

Un asunto de principal interés en el presente estudio, es la relativa capacidad que tienen algunos esquemas de parametrización de captar la variabilidad espacial y temporal de la radiación asociada a la rugosidad del terreno, la cual afecta de diversos modos los balances de energía en superficie, como sugiere la Figura 2-2. Todos los esquemas de onda larga en el ARW tienen la posibilidad de operar con las opciones *slope_rad=1* y *topo_shad=1*, que sirven

para incluir los efectos asociados a la pendiente del terreno y al sombreado que producen las montañas en los flujos de energía radiativa. Por lo menos en lo que concierne a días claros, estas opciones deben ser combinadas con modelos de elevación digital suficientemente finos (Ruiz-Arias *et al.*, 2011), de modo que se obtengan resultados satisfactorios sobre los estimativos del balance energético; y se recomienda su uso sólo en aquellos dominios interiores del modelo con celdas de apenas unos kilómetros de arista.

4.3.4. Parametrización de los procesos en superficie

Los procesos de superficie en el ARW se simulan mediante los esquemas de parametrización de la capa superficial, la superficie del terreno y la superficie urbana. Esta última será tratada más adelante en este mismo capítulo; aquí nos concentramos en las primeras dos.

Las parametrizaciones de la capa superficial están basadas en la teoría MOS, y se usan para calcular los esfuerzos de fricción ($\tau = \rho u_f^2$, con u_f la velocidad de fricción) y los coeficientes de intercambio de calor (C_H) y de humedad (C_E) que se necesitan para estimar los correspondientes flujos turbulentos de energía según las fórmulas

$$Q_{H-S} = -\rho c_p C_H U_A (\theta_A - \theta_S) \quad Q_{E-S} = -\rho L_v C_E U_A (q_A - q_S) \quad (4-8)$$

Aquí ρ , c_p y L_v son, en su orden, la densidad, la capacidad específica a presión constante del aire y el calor latente de evaporación del agua; U_A es la velocidad del viento en el tope de la primera capa de atmósfera definida por el modelo; θ y q son la temperatura potencial y la humedad relativa definidas en el tope de la primera capa (nivel A) y en la superficie (nivel S). Cuando se trata de una superficie sólida, Q_{H-S} y Q_{E-S} se calculan con los esquemas de superficie del terreno; pero sobre los cuerpos de agua, el mismo esquema de la capa de superficie es el que calcula los flujos de calor y de humedad.

Los modelos de superficie del terreno, por su parte, tienen estrecha relación con los procesos hidrometeorológicos básicos: precipitación, infiltración, escorrentía, evapotranspiración, evaporación desde el suelo y desde los cuerpos de agua. Pero el papel central que cumplen los modelos de superficie de terreno en la física del ARW se explica es porque ellos proveen los flujos de calor y de humedad que definen la condición de frontera inferior para la capa límite, y determinan las condiciones de transporte vertical en el modelo. Estos esquemas actualizan también, con mayor o menor grado de sofisticación, variables de estado del terreno como la temperatura de la superficie, los perfiles de humedad y de temperatura del suelo, la cobertura de nieve y las propiedades del dosel vegetal. Estos cálculos requieren información del forzamiento radiativo proveniente de los esquemas de radiación, información meteorológica de la capa superficial y el volumen de precipitación estimado mediante los

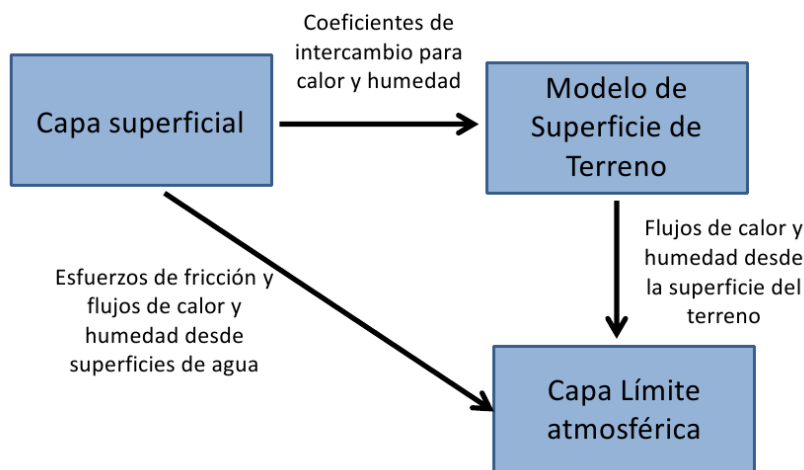


Figura 4-7.: Interacción entre las parametrizaciones de superficie y la Capa Límite Atmosférica. (Adaptado de las presentaciones del *Mesoscale & Microscale Meteorological Division /NCAR*).

esquemas de convección y microfísica. Además, estos esquemas requieren información sobre las propiedades y usos del suelo (que se especifican en los archivos de texto VEGPARM.TBL, SOILPARM.TBL, LANDUSE.TBL y URBPARM.TBL); y, en el caso de los esquemas Noah y RUC, información para inicializar los campos de temperatura y de humedad del suelo, y de equivalencia de agua líquida en la cobertura de nieve, la cual es procesada por el WPS a partir de los archivos tipo GRIB.

Téngase en cuenta que el uso de cualquiera de los cuatro esquemas básicos de superficie del terreno que brinda el ARW (es decir: difusión térmica, Noah, RUC y Pleim-Xiu) puede condicionar el uso específico de otros esquemas, o a la inversa. Por ejemplo, el acoplamiento del ARW a un esquema urbano bien sea de una o varias capas (opción *sf_urban_physics*), requiere especificar el modelo de terreno Noah-LSM. Este modelo Noah tiene la ventaja de ser compatible con las bases de datos del *Reanalysis* (disponibles en <http://rda.ucar.edu>); considera 4 capas del suelo con espesores de arriba hacia abajo de 10, 30, 60 y 100 cm; simula evapotranspiración, drenaje del suelo y escorrentía; y tiene en cuenta la categoría y textura del suelo, y el ciclo mensual de la vegetación.

4.3.5. Capa Límite Atmosférica (CLA)

Los perfiles de temperatura, humedad, aerosoles, contaminantes y viento en la CLA son particularmente sensibles a los flujos de calor y de humedad que se producen en la superficie del terreno. Esa vecindad con la superficie da lugar a fluctuaciones turbulentas en el movimiento de las partículas y moléculas del aire, que le confieren a esta región de la atmósfera una gran capacidad de mezclado.

El tratamiento de los procesos que ocurren dentro de la CLA generalmente se realiza con base en un conjunto de simplificaciones que permiten resolver las dificultades inherentes de orden matemático. Los supuestos que se hacen se resumen en los siguientes términos (Garratt, 1992):

- La viscosidad dinámica y la conductividad térmica molecular son constantes en el medio fluido (aire). En otras palabras, se desprecia la variabilidad de estas propiedades asociada a cambios en la presión y la temperatura dentro de la CLA.
- Se desprecia la contribución de los esfuerzos viscosos a los procesos de transferencia de calor en la primera ley de la termodinámica.
- El flujo es incompresible.
- Las fluctuaciones de las propiedades de los fluidos son bastante menores que los valores medios de las mismas. Esto es: p'/p_0 , T'/T_0 , ρ'/ρ_0 y θ'/θ_0 son mucho menores que la unidad.
- El valor relativo de la fluctuación turbulenta de la presión, p'/p_0 , es relativamente despreciable cuando se compara con T'/T_0 y ρ'/ρ_0 . Este supuesto es válido a menos que los vientos en superficie sean excepcionalmente fuertes.
- Las fluctuaciones en la densidad del aire son significativas sólo cuando están asociadas con efectos gravitacionales.

A partir de estas simplificaciones, la ecuación media del momentum para el flujo turbulento produce, en notación de suma para la dirección i , una ecuación como la siguiente (Stensrud, 2007):

$$\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial t} + \bar{u}_j \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} = -\delta_{i3}g + f\varepsilon_{ij3}\bar{u}_j - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x_i} + \nu \frac{\partial^2 \bar{u}_i}{\partial x_j^2} - \frac{\partial (\overline{u'_i u'_j})}{\partial x_j} \quad (4-9)$$

Donde las componentes media (\bar{u}_i) y fluctuante (u'_i) de la velocidad se suman para producir la magnitud total de la velocidad instantánea (u_i). Esto es:

$$u_i = \bar{u}_i + u'_i$$

En esta expresión, el valor medio de la velocidad, durante un lapso de tiempo T , se define mediante la integral

$$\bar{u}_i = \int_{t-\frac{T}{2}}^{t+\frac{T}{2}} \frac{u_i(t)}{T} dt$$

Y de modo similar se definen los valores medios para la presión y la densidad del aire. Por otra parte, en la ecuación (4-9) el primer término a la derecha representa la fuerza boyante en dirección vertical (δ_{i3} es la componente $i3$ del tensor delta-Kronecker, que es 1 cuando $i = 3$ e igual a cero cuando i es 1 o 2) y el segundo término representa los efectos asociados a la rotación terrestre (efectos de Coriolis). Los términos tercero y cuarto corresponden a los gradientes de presión y los esfuerzos viscosos (ν es la viscosidad cinemática del aire), respectivamente. El último término es la covarianza entre las componentes turbulentas de las velocidades en las direcciones i y j , conocido también como esfuerzo turbulento de Reynolds.

La fórmula (4-9) puede denominarse la ecuación del momentum para el flujo turbulento medio en la CLA, y su interés radica en que los modelos numéricos predicen justamente los valores que la componen. A diferencia de la ecuación de momentum de un flujo laminar, en ella aparecen los esfuerzos turbulentos como una incógnita adicional; sin embargo, cualquier intento de generar una ecuación más para estos esfuerzos concluye en expresiones diagnósticas del tipo

$$\frac{\partial \left(\overline{u'_i u'_j} \right)}{\partial t} = \frac{\partial \left(\overline{u'_i u'_j u'_k} \right)}{\partial x_j} + \dots \quad (4-10)$$

Es decir, la correlación doble de las componentes turbulentas sólo se deja escribir en función de una correlación triple, y así hasta el infinito. Y algo similar ocurre si se trata de la correlación turbulenta de la velocidad con la temperatura potencial, o con la humedad, o con la concentración de especies químicas. En otras palabras, dado que hay más incógnitas que ecuaciones, se puede concluir que el problema de la turbulencia no está analíticamente cerrado. De modo que para resolver este problema del cierre de la turbulencia, se acostumbra partir de un número determinado de ecuaciones y se aproximan las incógnitas en exceso en términos de variables conocidas (Stull, 1988).

Dos sistemas básicos de clasificación se derivan de estos procedimientos. Cuando el criterio de cierre depende del orden de correlación turbulenta, los métodos se clasifican como: *cierre de orden cero* si se parametrizan directamente los valores de la velocidad, temperatura, humedad y demás magnitudes escalares fluctuantes, como funciones del espacio y el tiempo; *cierre de primer orden* si se mantienen ecuaciones como la (4-9), por ejemplo, mientras se aproximan los términos de correlación doble; *cierre de segundo orden* si se retienen las ecuaciones con doble correlación (ecuaciones (4-9) y (4-10), por ejemplo) mientras se aproximan las correlaciones triples. Y aparecen también aproximaciones de orden intermedio, que es cuando sólo se retienen unos ordenes de correlación, mientras otros se aproximan: *el cierre de medio orden* es aquel que retiene un subconjunto de correlaciones dobles, *cierre de orden y medio* cuando se retienen todas las correlaciones dobles y algunas de orden triple, pero el resto se aproximan. El otro sistema clasifica los métodos de cierre en locales y no-locales. Un método de *cierre local* es aquel que parametriza una incógnita con base en magnitudes

Tabla 4-5.: Esquemas de capa límite (*bl_pbl_physics*) en el WRFv3.4 (información basada en las presentaciones del *Mesoscale & Microscale Meteorological Division /NCAR*)

Indice	Esquema	Tipo de cierre	Referencia	Adicionado
1	YSU	Diagnóstico No-local	Hong, Noh, Dudhia (2006)	2004
2	MYJ	Local: predicción ECT	Janjic (1994)	2000
3	GFS	Diagnóstico No-local	Hong & Pan (1996)	2005
4	QNSE	Local: predicción ECT	Sukoriansky, Galperin, Perov (2005)	2009
5	MYNN2	Local: predicción ECT	Nakanishi & Niino (2006)	2009
6	MYNN3	Local: predicción ECT	Nakanishi & Niino (2006)	2009
7	ACM2	Diagnóstico No-local	Pleim (2007)	2008
8	BouLac	Local: predicción ECT	Bougeault & Lacarrere (1989)	2009
9	UW	Local: predicción ECT	Bretherton & Park (2009)	2011
10	TEMF	Local: predicción ECT	Angevine & Pan (1996)	2011
99	MRF	Diagnóstico No-local	Hong & Pan (1996)	2000

o derivadas de magnitudes correspondientes al mismo punto. Por el contrario, los métodos de cierre *no-local* parametrizan las incógnitas en función de magnitudes o derivadas evaluadas en diferentes puntos del espacio. Por supuesto, dado que los criterios de cierre no son mutuamente excluyentes, es común encontrar modelos de parametrización de la turbulencia con condiciones muy variables de orden y localidad.

Algunas opciones de parametrización de la CLA disponibles en el ARW se relacionan en la Tabla 4-5. El objetivo de estos esquemas es distribuir en toda la columna vertical los flujos turbulentos de calor y humedad que ocurren en la sub-escala del dominio, y simular algunos parámetros característicos de la CLA en tanto que capa intermedia entre la superficie del terreno y la atmósfera libre. No obstante las opciones para la CLA pueden ser usadas para una gama muy amplia de tamaños de celda, por debajo de una resolución horizontal de 100 m es preferible activar la opción de *Large Eddy Simulation*, la cual, a diferencia de los esquemas de capa límite, trata el problema de la turbulencia en tres dimensiones e incluye difusión horizontal. Otro punto a tener en cuenta es que algunas opciones de la CLA remiten a parametrizaciones específicas de la capa de superficie. Por ejemplo, el esquema de capa límite YSU (*bl_pbl_physics=1*) usa el esquema de capa de superficie de Monin-Obukhov (*sf_sfclay_physics=1*) y el esquema de capa límite de Mellor-Yamada-Janjic (*bl_pbl_physics=2*) usa el esquema de capa de superficie Eta (*sf_sfclay_physics=2*).

En ciertas condiciones, la parametrización de la CLA puede presentar algunas inconsistencias. Por una parte, la presencia de las nubes es capaz de alterar los patrones de mezclado vertical turbulento, y sus efectos no se reflejan bien en los resultados de las simulaciones; ocasionalmente, incluso, se obtienen errores más o menos significativos en la estimación de la Energía Convectiva Potencialmente Disponible (CAPE), como resultado de imprecisiones

en la estimación de la estructura de la CLA. Otro problema en la parametrización de la CLA resulta cuando se trata de simular la evolución de la misma sobre terrenos complejos. Aunque el desempeño de los esquemas de parametrización suele ser mejor a medida que mejora la resolución horizontal del dominio y ésta se acerca al orden de magnitud de la altura de la capa, las pendientes, el trazado de la topografía y la interacción de las circulaciones de mesoscala con la escala local afectan la precisión del modelo. Sirvan, pues, estos breves comentarios para señalar que la selección a priori del esquema de parametrización más apropiado para un caso particular no es tarea fácil, más aún si se trata de ambientes como el del caso de estudio que nos ocupa. Pese a lo cual, autores como Stull (1988), Stensrud (2007), Xie, Fung, Chan, y Lau (2012) no vacilan en resaltar las ventajas relativas que presentan los esquemas de cierre con orden mayor y de tipo no-local, sobre todo cuando se trata de capas límites convectivas. Eso sí, habida cuenta de que un mejor desempeño se logra a costa de mayor complejidad del modelo y mayor demanda de recursos de cálculo.

4.4. Modelación del dosel urbano en el ARW

El tratamiento de las áreas urbanas en los primeros modelos atmosféricos atribuía a la ciudad una categoría de cuerpo homogéneo, plenamente diferenciado del terreno natural en cuanto a sus características térmicas y de rugosidad. Sólo con el desarrollo de las tecnologías de cómputo empezaron a tomar forma ciertas parametrizaciones numéricas más específicas, capaces de dar cuenta del modo cómo una ciudad puede afectar la mesoscala e, incluso, los procesos atmosféricos a escala urbana, sobre todo a nivel de la capa límite. En la actualidad, estos desarrollos permiten hacer estudios detallados de dispersión de contaminantes, islas de calor, riesgos ambientales urbanos, entre otros.

El denominado “Sistema WRF-urbano” (Chen, Kusaka, *et al.*, 2011) es un modelo numérico que acopla esquemas de parametrización urbana al ARW, con ayuda del modelo de superficie Noah. El sistema ofrece cinco opciones básicas distintas, correspondientes a cinco grados distintos de complejidad. Las opciones son las siguientes (Figura 4-8):

1. **Modelo tipo tableta** (llamado “*Bulk parameterization*” en la comunidad WRF): Fue incluido inicialmente en el año 2003, en la versión WRFv2.0. Mediante una aproximación de primer orden asume valores apropiados para: a) la longitud rugosa ($0.8m$), que afecta la turbulencia generada por la infraestructura urbana; b) el albedo superficial (0,15), relacionado con el atrapamiento radiativo urbano de onda corta; c) la capacidad térmica volumétrica ($3,0 Jm^{-3}K^{-1}$) promedio de la superficie urbana; d) y la conductividad térmica del suelo ($3,24 Wm^{-1}K^{-1}$), que da cuenta del almacenamiento de energía térmica por parte de los edificios y las vías. Además, el modelo reduce el

porcentaje de suelo natural en el dominio con el fin de disminuir la capacidad de evaporación de la superficie urbana. Este modelo se usa corrientemente en operaciones de pronóstico.

2. **Modelo urbano de una sola capa (SLUCM: *Single Layer Urban Canopy Model*)**: Fue adicionado al WRFv2.2 en el 2006 y posteriormente modificado, en la versión 3.1, con el fin de eliminar ambigüedades en la definición de los parámetros, facilitar el estimativo de los mismos y mejorar la consistencia entre este modelo y las parametrizaciones con las cuales interactúa (Loridan *et al.*, 2010). El modelo estima el atrapamiento radiativo, el sombreado y la reflexión de la radiación solar en cañones viales infinitamente largos, y pronostica temperaturas superficiales y perfiles de temperatura en los tres tipos de superficies reconocidas por él, a saber: techos, paredes y vías. En este esquema no se calculan explícitamente los perfiles de viento en el dosel, pero se estima, con un perfil logarítmico, la velocidad del viento al nivel de los techos, U_R , a partir de la magnitud del viento en el nivel de forzamiento, Z_A ; y también se calcula la velocidad característica del viento en el cañón, con base en U_R y un perfil exponencial. Los flujos de calor sensible y humedad se calculan con ecuaciones como las (4-8), en cuyo caso los coeficientes de intercambio turbulento, C_H y C_E , están basados en la teoría MOS y las fórmulas de Jurges (Chen, Kusaka, *et al.*, 2011). Una descripción completa de las fórmulas de cálculo del modelo de una sola capa se puede consultar en Loridan *et al.* (2010). El WRF acoplado al modelo Noah de superficie y al SLUCM se ha probado en ciudades como Pekín (Miao *et al.*, 2009) y Houston (Chen, Miao, Tewari, Bao, y Kusaka, 2011), en escalas horizontales típicas de 1 km a 0,5 km de resolución.
3. **Modelo BEP (*Building Effect Parameterization*)**: Este es un modelo de dosel urbano con múltiples capas, desarrollado por Martilli, Clappier, y Rotach (2002). Considera la naturaleza tridimensional de la infraestructura urbana y la existencia de múltiples fuentes y sumideros de energía, momentum y humedad en diferentes niveles sobre el piso. Tiene en cuenta los efectos dinámicos y termodinámicos de techos, paredes y pisos con relación a la radiación (sombreado, reflexión, absorción), la producción de ECT, la circulación y los balances de energía. Este modelo está acoplado en el WRF al modelo Noah de superficie y a los esquemas de capa límite Bougeault-Lacarrere (BouLac) y Mellor-Yamada-Janjic (MYJ). Por supuesto, comparado con el modelo de Kusaka-Kimura, este demanda una cantidad mucho más grande de información (véase figura 4.8(d)).
4. **Modelo BEP+BEM**: El modelo BEM (*Building Energy Model*) fue desarrollado por Salamanca, Martilli, Tewari, y Chen (2011) para mejorar los estimativos de intercambio de energía entre el ambiente exterior y el interior de los edificios. Desde el WRFv3.2 está disponible una versión del BEM acoplada al BEP que incluye las siguientes con-

sideraciones en relación con los edificios (Chen, Kusaka, *et al.*, 2011): a) difusividad de calor a través de techos, paredes y pisos, b) intercambio de radiación a través de ventanas, c) intercambio de radiación de onda larga a través de superficies interiores, d) producción de calor debido a personas y equipos, e) efecto térmico de sistemas de calefacción, ventilación y aire acondicionado. En consecuencia, el modelo estima las repercusiones que tienen los edificios y la población que los habita en el balance de energía del dosel urbano.

5. **Modelos de escala fina:** Los modelos anteriores producen valores agregados de los efectos de la actividad urbana sobre el estado de la atmósfera. Si lo que se requiere es dar cuenta de las variables atmosféricas en la microescala, es necesario hacer uso de modelos de transporte y dispersión de alta resolución, los cuales, a la vez, demandan información de la infraestructura de la ciudad y de las condiciones meteorológicas con muy buen nivel de detalle. Para el efecto, el WRF se puede acoplar a un modelo de Mecánica de Fluidos Computacional del tipo Euleriano/semi-Lagrangiano (EULAG). En tal caso el WRF provee condiciones atmosféricas iniciales y de frontera en escala de 1 a 10 *km*, las cuales usan el EULAG para generar valores en la escala de 1 a 10 m. No obstante los logros, este tipo de simulación de las condiciones urbanas está en plena fase de investigación y desarrollo.

Con base en el panorama que se acaba de esbozar, se puede concluir que los requerimientos de información y de capacidad de cómputo del modelo de una sola capa acoplado al WRF, se ajustan a las condiciones de disponibilidad de información cartográfica y de infraestructura de muchas ciudades en el mundo, por no decir que de la mayoría. Aunque el grado de complejidad de este modelo es de nivel dos entre cinco, se reconoce que presenta interesantes ventajas operativas, las cuales pueden ser aprovechadas en estudios de calidad del aire, clima urbano, planeamiento urbano y en tareas rutinarias de pronóstico. Más aún, después de hacer un análisis de sensibilidad detallado de los parámetros del modelo de Kusaka-Kimura, autores como Loridan y Grimmond (2012) concluyen: “...*Esto indica que el SLUCM se desempeña tan bien como cualquier otro modelo del estado del arte y sugiere que deberíamos esperar un desempeño equivalente en el WRF-SLUCM*”. De hecho, aún si se no se conoce con precisión el valor de los parámetros que caracterizan los materiales y la morfometría urbana de una ciudad en particular, el WRF-Noah-SLUCM incluye por defecto un conjunto de parámetros (unos 20 en total para cada tipo de superficie: techos, vías y paredes) que más o menos se ajusta a las condiciones típicas de cualquier ciudad del mundo. Aunque también hay investigadores (por ejemplo Loridan y Grimmond (2012), que proponen otros valores para los mismos parámetros (véase la tabla 4-6), lo óptimo sería tratar de estimar los valores propios de cada ciudad.

Ahora bien, el modelo de Kusaka-Kimura reconoce 3 categorías básicas del uso del suelo urbano, las cuales se definen principalmente con base en el porcentaje de área de cada celda del modelo que está cubierta por superficies impermeables, básicamente por edificaciones y vías. Los criterios de clasificación son los siguientes:

- Suelo residencial de baja densidad (RB): 30 % a 80 % de cobertura impermeable.
- Suelo residencial de alta densidad (RA): 80 % a 100 % de cobertura impermeable.
- Suelo para uso comercial o industrial (C/I): 80 % a 100 % de cobertura impermeable.

Por supuesto, la diferencia entre los usos RA y C/I lo determina el tipo de actividad en la celda correspondiente: C/I representa cualquier otro uso predominante no residencial, por ejemplo el comercial o el industrial. Una vez se define una categoría de uso para cada celda urbana, se le asigna un valor de fracción urbana (f_{urb}), según se usen los parámetros por defecto del WRF o los propuestos por Loridan y Grimmond (2012) -véase la tabla **4-6**-o los propios del ambiente urbano en cuestión.

El sistema WRF-urbano debe acoplar los esquemas de capa superficial, modelo de superficie de terreno y de dosel urbano de una sola capa para producir un valor agregado de los flujos en la celda del dominio. Esto se hace mediante la información de cobertura urbana, expresada comúnmente en términos de la razón porcentual entre el área construida y el área total del suelo en la escala local. Para efectos de esta investigación, la cobertura del suelo se cuantifica con base en el parámetro denominado “Fracción urbana”, definido para cada celda como:

$$f_{urb} = \frac{\text{Área construida}}{\text{Área celda}} * 100 \leq 1$$

El parámetro f_{urb} es utilizado por el WRF-urbano para estimar las temperaturas en el dosel de la ciudad y para calcular los flujos de energía de cada celda mediante expresiones como la siguiente:

$$Q_o = f_{urb} \cdot Q_{urb} + (1 - f_{urb}) \cdot Q_n$$

Donde Q_o es flujo de calor (latente o sensible) total de la celda, Q_{urb} es el flujo de calor correspondiente a la porción de celda construida (calculado con el modelo de Kusaka-Kimura)) y Q_n es el flujo desde la porción natural restante, calculado con el modelo Noah de superficie.

Tabla 4-6.: Parámetros del modelo urbano de una sola capa disponible en el WRF. Se presentan los valores que se encuentran por defecto en la versión 3.4 y los sugeridos por Loridan y Grimmond (2012)

Parámetro	Definición	Valores por defecto en el WRF v3.4			Valores sugeridos por Loridan y Grimmond (2012)		
		RB	RA	C/I	RB	RA	C/I
furb	Fracción urbana	0,5	0,9	0,95	0,5	0,6	0,75
ZR	Altura de edificios (<i>m</i>)	5	7,5	10	6	15	18
Wroad	Ancho de vías (<i>m</i>)	8,3	9,4	10	15	10	8
Wroof	Ancho de techos (<i>m</i>)	8,3	9,4	10	8	20	22
σ_z	Desviación estándar de altura de los techos	1	3	4	1	1,5	3
Albedo							
α_{roof}	Albedo techos	0,2	0,2	0,2	0,15	0,1	0,1
α_{wall}	Albedo paredes	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1
α_{road}	Albedo vías	0,2	0,2	0,2	0,15	0,15	0,15
Emisividad							
ϵ_{roof}	Emisividad techos	0,9	0,9	0,9	0,85	0,85	0,85
ϵ_{wall}	Emisividad paredes	0,9	0,9	0,9	0,90	0,90	0,90
ϵ_{road}	Emisividad vías	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95	0,95
Conductividad ($Wm^{-1}K^{-1}$)							
κ_{roof}	Conductividad techos	0,67	0,67	0,67	0,4	0,4	0,8
κ_{wall}	Conductividad paredes	0,67	0,67	0,67	1,0	1,0	1,0
κ_{road}	Conductividad vías	0,4004	0,4004	0,4004	0,8	0,8	0,8
Capacidad térmica específica ($Jm^{-3}K^{-1}$)							
Croof	C_p techos	$1,0 \cdot 10^6$	$1,0 \cdot 10^6$	$1,0 \cdot 10^6$	$1,0 \cdot 10^6$	$1,2 \cdot 10^6$	$1,5 \cdot 10^6$
Cwall	C_p paredes	$1,0 \cdot 10^6$	$1,0 \cdot 10^6$	$1,0 \cdot 10^6$	$1,2 \cdot 10^6$	$1,2 \cdot 10^6$	$1,4 \cdot 10^6$
Croad	C_p vías	$1,4 \cdot 10^6$	$1,4 \cdot 10^6$	$1,4 \cdot 10^6$	$1,5 \cdot 10^6$	$1,5 \cdot 10^6$	$1,5 \cdot 10^6$
Espesor total (<i>m</i>)							
d_z roof		0,2	0,2	0,2	0,5	0,5	0,5
d_z wall		0,2	0,2	0,2	0,3	0,3	0,3
d_z road		1,55	1,55	1,55	1,0	1,0	1,0

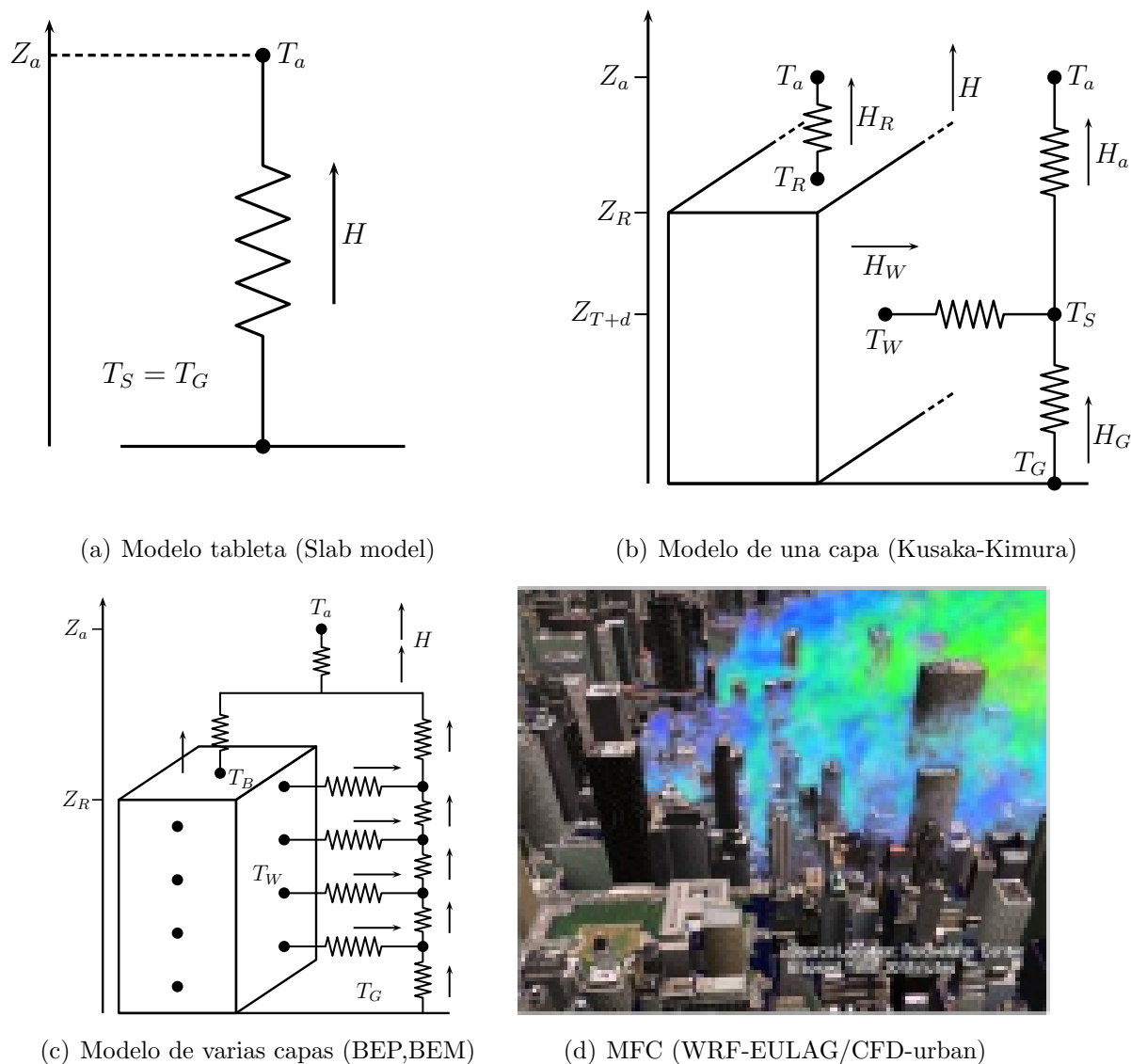


Figura 4-8.: Cuatro opciones de acoplamiento del WRF a modelos urbanos. La secuencia, según los grados de complejidad, es la siguiente: a) modelo tipo tableta, b) modelo urbano de una sola capa de Kusaka-Kimura, c) modelos urbano de múltiples capas BEP o BEP+BEM, d) modelos de Mecánica de Fluidos Computacional de escala fina. En la figura T_a es temperatura del aire a la altura de referencia Z_a , T_R es temperatura de techos, T_S temperatura a la altura Z_{T+d} . Los flujos de calor sensible hacia la atmósfera son H_a desde el cañón vial, H_W desde las paredes, H_G desde las vías y H_R desde los techos a la atmósfera

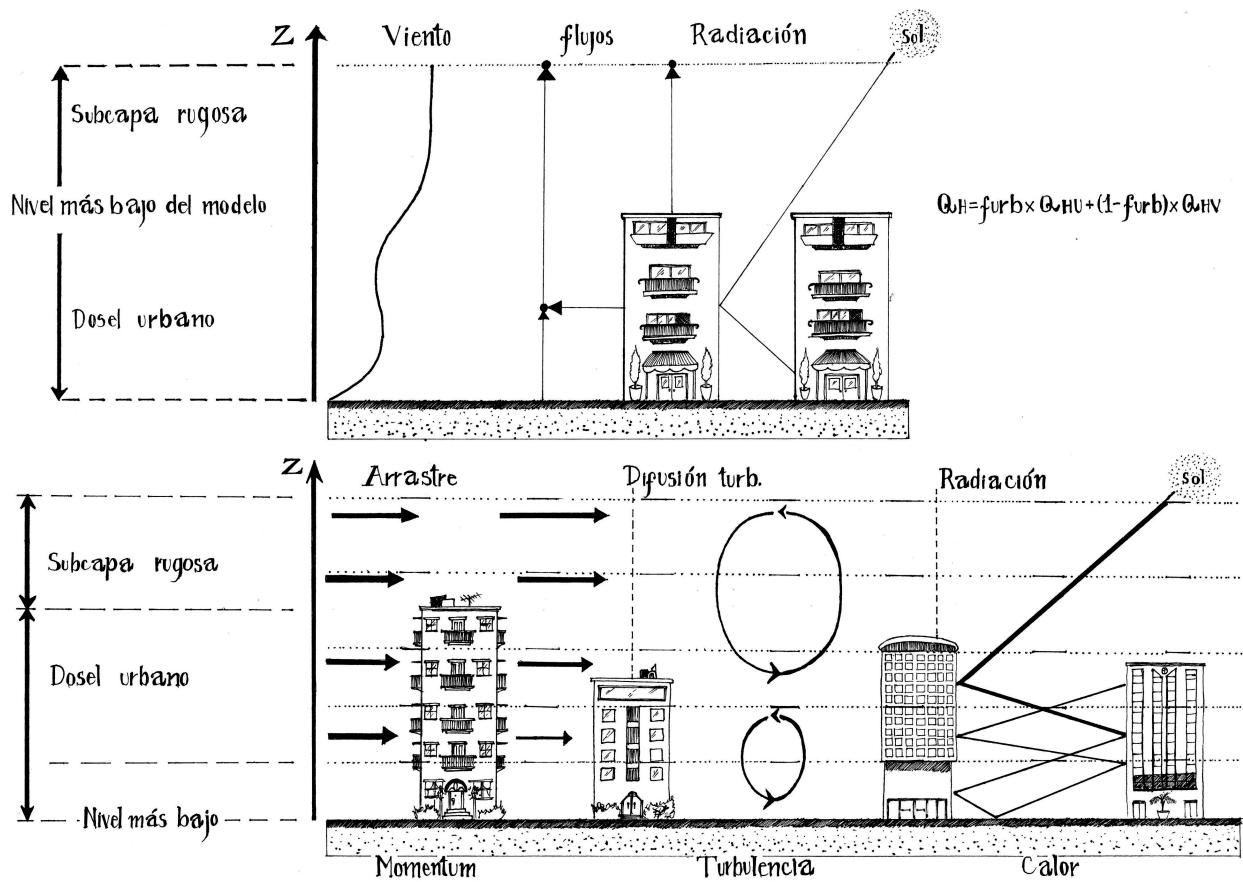


Figura 4-9.: Diagramas comparativos entre el modelo de una sola capa de Kusaka-Kimura (arriba) y el modelo BEP (inferior). Figura adaptada de Chen, Kusaka, *et al.* (2011).

5. Validación y calibración del WRF-urbano para el estudio de la Capa de Mezcla en el Valle de Aburrá

-Do you have data?
-Almost no data.
-So, it doesn't have any scientific interest.

— Conversación con *Fei Chen*

Un programa de experimentación numérica debe planearse y desarrollarse de manera que produzca resultados en un dominio específico de aplicación, con niveles de precisión verificables y validables. A este propósito, en la Figura 5-1 (Schlesinger, 1979) se identifican tres entidades mutuamente relacionadas: de un lado la “realidad”, del otro los modelos conceptual y computacional, que deben ser confrontados con la primera. Visto de este modo, los tres elementos crean un contexto para la simulación o predicción, capaz de dinamizar el trabajo científico a propósito de un problema concreto.

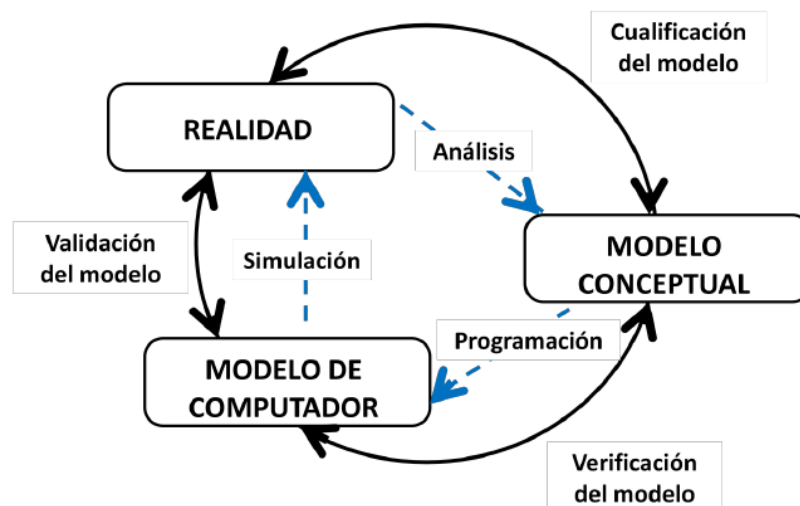


Figura 5-1.: Componentes que hacen parte de la modelación y simulación de un sistema físico. Adaptado de Schlesinger (1979)

Las definiciones que proponen los autores de este diagrama para los tres elementos en cuestión son muy precisas. Las traducimos literalmente:

- *Realidad*: entidad, situación o sistema que se ha elegido como objeto de análisis.
- *Modelo conceptual*: descripción verbal, ecuaciones, relaciones o “leyes naturales” que se construyen para describir la realidad.
- *Modelo computacional*: un código operativo de computador que implementa un modelo conceptual.

En el diagrama, las flechas interiores, punteadas, hacen referencia a operaciones conectivas entre los elementos. Aunque la figura sugiere el carácter predominantemente “unidireccional” de dichas operaciones, ello no impide que en algunos casos éstas puedan ser de doble vía, como ocurre cuando, a partir de las simulaciones, se ve la necesidad de revisar el modelo conceptual o, en casos especiales, cuando el modelo computacional produce efectos de realidad que antes no existían. Las flechas exteriores y continuas, por su parte, remiten a los procesos que sustentan la *credibilidad* científica de las simulaciones. Se entiende aquí por credibilidad la cualidad, capacidad o poder de transmitir confianza que tiene un modelo computacional con respecto a sus resultados, y la posibilidad de sustentar dicha confianza mediante una evaluación cuantitativa de la precisión de esos resultados. Así pues, la credibilidad supone, de un lado, la *cualificación del modelo conceptual*, entendida como la correspondencia entre éste y el sistema físico, para el cual el modelo computacional intenta ser aplicado; y del otro lado, la verificación, validación y calibración del modelo computacional, términos para los cuales se adoptarán las siguientes definiciones (Oberkampt, Trucano, y Hirsch (2004); Schlesinger (1979)):

- *Verificación*: proceso mediante el cual se establece el grado de exactitud con que un modelo computacional representa un modelo conceptual determinado.
- *Validación*: proceso mediante el cual se establece el grado de exactitud con que las simulaciones de un modelo concuerdan con el mundo físico, en la perspectiva de los usos que se le intentan dar al modelo.
- *Calibración*: proceso mediante el cual se ajustan los parámetros de un modelo con el fin de mejorar su desempeño.

Se dice que tanto la cualificación del modelo conceptual como la verificación, validación y calibración del modelo computacional son procesos, pues lo más común es que no alcancen la condición “óptima” de quedar plenamente acabados, ajustados o completos. Dicho de otro modo, la mayoría de las veces los procesos que otorgan credibilidad al modelo se dan (temporalmente) por finalizados no tanto porque las evaluaciones hayan agotado todas las posibles

combinatorias de su evaluación, sino más bien por razones prácticas, generalmente relacionadas con limitaciones de tiempo, disponibilidad de recursos y urgencia de los resultados. Sólo en casos muy simples (el caso de la meteorología y el clima no pertenecen a este grupo) algunos modelos pueden considerarse verificados y validados por completo.

5.1. Primera aproximación a la validación y calibración del modelo WRF urbano: datos en superficie

5.1.1. Preparación del WPS

El primer paso para ejecutar el modelo WRF es preparar los archivos geográficos y meteorológicos que definen el dominio de aplicación del modelo, lo cual es equivalente a configurar y ejecutar exitosamente el WPS (*WRF Preprocessing System*). Esto implica: a) decidir cuántos van a ser los dominios espaciales y de qué modo se va a hacer el anidamiento entre ellos, b) definir la escala temporal de modelación, c) precisar las coordenadas geodésicas del dominio más exterior y ubicar los dominios anidados respecto de aquel, d) establecer el tamaño de celda en cada uno de los dominios y el paso del tiempo en el modelo, e) elegir la proyección geodésica más apropiada para la simulación, f) especificar la resolución espacial de la información geográfica correspondiente a los distintos dominios espaciales del modelo, g) modificar, si fuera necesario, los archivos geográficos de entrada al GEOGRID, h) definir la fuente de información meteorológica que va a ser descomprimida mediante el módulo UN-GRIB, y mezclada con los archivos resultantes del GEOGRID para crear los archivos de salida del METGRID, insumo básico requerido por el modelo WRF.

Algunos de estos requerimientos son relativamente fáciles de precisar para el caso de estudio que nos ocupa. Por ejemplo, dadas las coordenadas geodésicas del Valle de Aburrá, conviene elegir una proyección de Mercator, la cual, como se sabe, se acomoda bien a las latitudes tropicales. De otro lado, entre las bases de datos que se encuentran en la página web de NCAR/CISL, está disponible la información meteorológica del *NCEP Final Analysis* (derivado de GFS), con una resolución de 1 grado, y datos cada 6 horas (<http://rda.ucar.edu/datasets/ds083.2/>). Estas bases de datos son la fuente más completa y confiable que puede suministrarse al WPS para el área de estudio, y se ajusta bien a los objetivos de esta investigación sobre clima urbano, si bien no sirve para propósitos de predicción.

En cuanto al anidamiento, los criterios generales para definir el sistema de dominios de simulación son básicamente los siguientes (Giorgi y Mearns, 1999; Skamarock y Klemp, 2008):

- I) No hay una regla de general aplicación para la ubicación de los dominios. Cada experimento numérico reclama una solución específica a este problema según sea la región y los objetivos de la simulación.
- II) La sucesión telescópica de dominios exteriores más gruesos (con mayor tamaño de celdas horizontales) hacia dominios interiores más finos, facilita un mejor acoplamiento entre los datos de entrada al modelo y los cálculos obtenidos en el área (o las áreas) de mayor interés para efectos de la simulación. El modelo puede ejecutar el código de dos maneras, denominadas de una vía o de doble vía, dependiendo de cómo interactúan los dominios anidados entre sí. En ambos casos las condiciones de frontera en el dominio fino se interpolan a partir de los datos que aporta el dominio más grueso, operación ésta que constituye básicamente el anidamiento de una sola vía; sin embargo, en contraste con lo anterior, en el anidamiento de doble vía, el dominio fino retroalimenta con datos de su propia ejecución los puntos del dominio exterior que ocupan su misma área, de modo que se establece un intercambio de las soluciones en las dos direcciones.
- III) El tamaño de los dominios y la resolución (tamaño de celdas) de los mismos, comprometen tanto la calidad de los resultados como los recursos necesarios para efectuar los cálculos. En términos generales se considera que el dominio debe ser lo suficientemente grande como para que logre dar cuenta de circulaciones y procesos atmosféricos regionales, así como de la escala y los efectos asociados a los forzamientos físicos más relevantes en el área (o las áreas) de interés. El problema radica en que la ejecución del modelo con dominios más grandes y finos exige un sistema computacional más robusto.
- IV) En lo posible se debe evitar que los bordes del dominio pasen por terrenos de topografía compleja, lo cual introduce ruidos de cálculo en la frontera que se pueden propagar hacia el interior del dominio en cuestión. El mejor de los casos lo representan las fronteras asentadas sobre el océano y lejos de las costas; pero si esto no es posible, se recomienda trazar los bordes del dominio evitando cortar en dirección de altas pendientes y lejos de escarpados picos montañosos.
- V) Se recomienda que el área de mayor interés quede tan alejada como sea posible de las fronteras laterales del dominio, lo cual evita que la solución del modelo introduzca ruidos indeseables justo donde se requiere una menor discrepancia entre los cálculos y la realidad.
- VI) También la resolución de los dominios está relacionada con los objetivos propios de la aplicación y el interés por capturar procesos, circulaciones y forzamientos en una

escala adecuada. Para un análisis sinóptico la arista de las celdas suele ser del orden de 10^2 *km* a 10^3 *km*, en el análisis de mesoscala la arista tiene entre 10 *km* y 10^2 *km* y los estudios de clima urbano generalmente se realizan con celdas entre 1 *km* y $1/3$ *km*. Adicionalmente, según sea la resolución, el modelo debe contar con esquemas apropiados de parametrización dinámica y física. Esto es, por ejemplo, para escalas finas (menos de 10 *km*) se requiere que el modelo disponga de esquemas específicos que detallen procesos de convección y microfísica de las nubes, y debe estar basado en ecuaciones de flujo compresible y atmósfera no hidrostática.

A la luz de estas recomendaciones, y habida cuenta de las condiciones geográficas del Valle de Aburrá y del objetivo central del presente estudio, las entradas geográficas del archivo *namelist.wps* del WPS se definen de manera que corresponden a un anidamiento telescópico de 4 dominios (Figura 5-2), con tamaño de celda de 27 *km* para el dominio más exterior y una relación de tamaño de celdas entre dominios de 1:3. Por defecto, los campos estáticos de geografía (topografía, albedo, temperatura, fracción vegetal, tipo de suelo, entre otros) se toman con una resolución de 5 y 2 minutos de arco para los dos dominios exteriores y de 30 segundos de arco para los dos dominios interiores. Para los usos del suelo se utilizan datos estructurados en 20 categorías, tal y como lo requiere el modelo Noah de superficie, también utilizado en nuestro caso; estos usos del suelo, en esta primera aproximación, provienen de información basada en el satélite MODIS y son suministrados por NCAR.

El dominio-1, con dimensiones de 4200 *km* x 4400 *km*, captura señales de escala sinóptica que provienen tanto de los océanos Atlántico y Pacífico, como de la franja centroamericana y de la porción más tropical de Suramérica, incluidas las grandes cuencas de los ríos Orinoco y Amazonas; el área del dominio queda casi distribuida por partes iguales entre la porción continental, el mar Caribe y el Océano Pacífico, pero los tres dominios interiores ocupan una posición relativamente centrada con respecto al más exterior y están suficientemente alejados de las fronteras laterales. El dominio-2 es un cuadrado de 1350 *km* de arista y constituye la transición entre la escala sinóptica y la mesoescala- α ; también en este caso hay una participación en área de los dos océanos y parte del territorio continental colombiano, incluidos los tres ramales de la cordillera de los Andes, las cuencas de los ríos Inírida, Guaviare, Vichada, Meta y Arauca, y una porción de la selva Amazónica. El dominio-3, todavía dentro de la mesoescala- α , es un rectángulo de 324 *km* por 279 *km* que abarca el extremo norte de las cordilleras central y occidental de los Andes colombianos; casi todos sus bordes cruzan tierras planas con excepción de la frontera sur que, siendo imposible evitar el paso por terrenos montañosos, cruza un poco al norte del Parque Natural Los Nevados, eludiendo al máximo las laderas escarpadas. Finalmente, el dominio más interior, con 87 *km* de arista y algo desplazado hacia el cuadrante sureste del dominio-3, circunscribe completamente el Valle de Aburrá, más los altiplanos del Valle de San Nicolás y el de Santa Rosa de Osos. En este caso es inevitable que los bordes laterales queden completamente asentados sobre terrenos montañosos, lo cual exige tener cuidado para evitar al máximo el

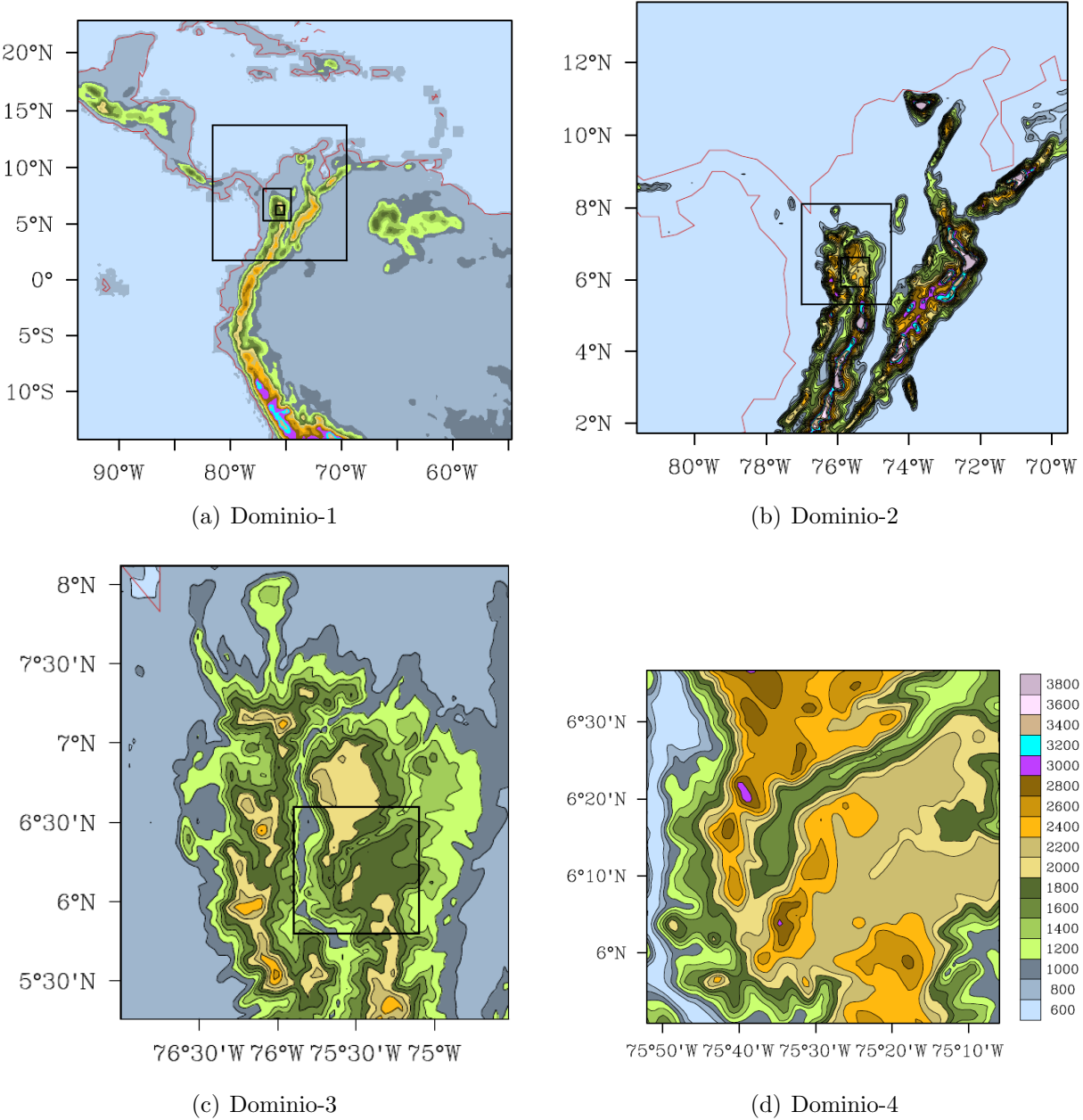


Figura 5-2.: Dominios anidados según las especificaciones del namelist.wps.

Tabla 5-1.: Características de los dominios anidados.

Dominio	Tamaño celdas [km]	Número celdas [Long;Lat]	Tamaño dominio [km ²]	Vértice SO [Long;Lat] [†]	Vértice NE [Long;Lat] [†]	Escala
1	27	162 × 156	4200 × 4400	(-93.748;-14.183)	(-54.414;22.902)	Sinóptica
2	9	150 × 150	1350 × 1350	(-81.614;1.713)	(-69.480;13.714)	Meso- α
3	3	93 × 108	324 × 279	(-76.999;5.262)	(-74.502;8.146)	Meso- α
4	1	87 × 87	87 × 87	(-75.86798;5.847021)	(-75.08981;6.620579)	Meso- β

[†] Coordenadas geodésicas en el centro de la celda correspondiente.

corte de terrenos muy abruptos, por lo cual el borde occidental se alinea aquí con el río Cauca y el borde sur cruza aproximadamente a la altura del municipio de Santa Bárbara (Antioquia). Puesto que se busca que el dominio más interior comprenda el área urbana del Valle de Aburrá con una resolución no mayor a 1 km, se descartó trabajar con sólo 3 dominios debido a que esta opción excedía los recursos de cálculo disponibles para tal fin. La Tabla 5-1 resume las características de los dominios descritos.

5.1.2. Cálculo de la fracción urbana y “urbanización” del WRF

El modelo WRF ofrece varias posibilidades para simular las atmósferas urbanas. Como se dijo en el capítulo anterior, entre las opciones están, yendo de la más sencilla a la más compleja: modelos tipo tableta (*Bulk urban parameterization*), el modelo de Kusaka-Kimura de una sola capa, el modelo BEP (*Building Effect Parameterization*), solo o acoplado al BEM (*Building Energy Model*), y los modelos de escala fina. La posibilidad real de aplicación de estos modelos depende mucho de la información disponible sobre la ciudad (propiedades térmicas y morfológicas de las infraestructuras, concentración o circulación de la población, flujos de calor antropogénico) y de la información meteorológica local que pudiera ser usada para la validación del modelo. En varias ciudades y países del mundo se han realizado interesantes experimentos numéricos que ponen a prueba estos y otros esquemas para la simulación de las atmósferas urbanas. Sin embargo en muchos otros lugares, como en Colombia, apenas se esbozan los primeros intentos para incluir explícitamente las ciudades en los dominios de simulación, lo que hace más difícil reunir la información necesaria para correr modelos con esquemas de parametrización muy sofisticados. Este es el caso del Valle de Aburrá, para el cual, en las actuales condiciones, lo más que se puede aspirar es a simular la atmósfera de la ciudad con la parametrización de una sola capa (SLUCM).

Entre los requerimientos del modelo de Kusaka-Kimura acoplado al WRF está la información acerca de cuáles celdas se pueden considerar de uso urbano y en qué porcentaje el área de cada una de ellas tiene cobertura artificial, lo cual se expresa en términos de la fracción urbana (f_{urb}), definida en el capítulo 4. En esta aproximación a la validación en superficie se estimó la fracción urbana a partir de una imagen LANDSAT 7, mediante un procedimiento que se describe en el Anexo A; los resultados se introdujeron en el ARW según se describe en el Anexo B.

El aspecto final de usos del suelo en el Valle de Aburrá y sus alrededores se puede visualizar en la Figura-5.3. Aparecen unas celdas (azules) de uso Comercial/Industrial/Transporte en el centro de valle y en el corredor del río, áreas de alta densidad residencial (rojo) concentradas más al norte de Medellín y en el centro del municipio de Bello, y varias celdas de baja densidad residencial (amarillo) ubicadas tanto en el área metropolitana como en el valle de San Nicolás, al oriente de Medellín. Según este mapa, casi tres cuartas partes del territorio metropolitano corresponden a una cobertura residencial de baja densidad (74 %), mientras que la contribución porcentual del área residencial de alta densidad (21 %) y la del área de servicios (5 %) resulta relativamente baja.

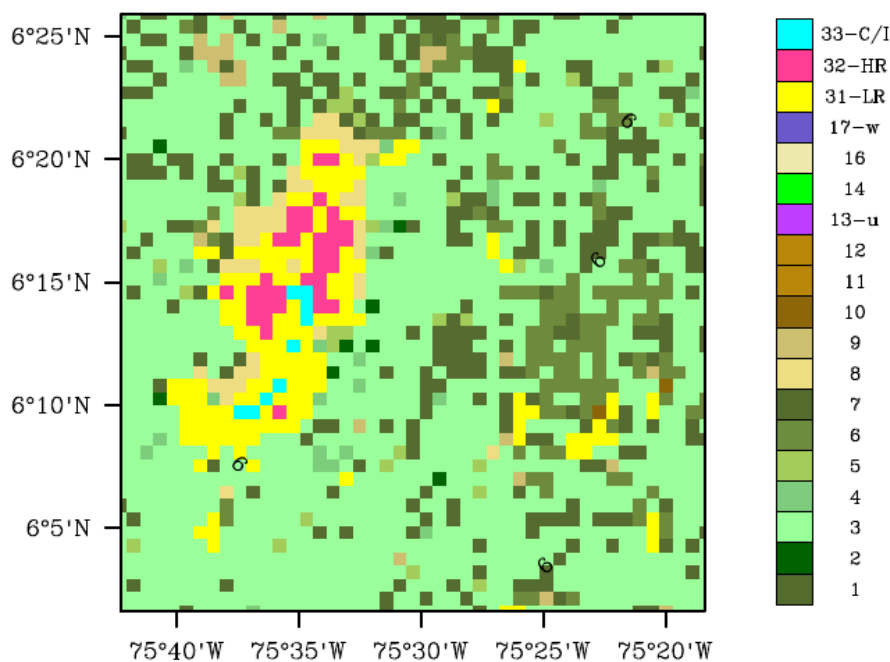


Figura 5-3.: Porción del dominio-4 con las categorías de uso del suelo provenientes de las bases de datos MODIS y de la identificación de 3 categorías urbanas, definidas para el WRF.

5.1.3. Datos de superficie para la validación del WRF-urbano

Los primeros ejercicios de modelación con el WRF-urbano para el Valle de Aburrá comenzaron en el año 2011, gracias a una pasantía doctoral del autor de esta monografía en NCAR/RAL, Boulder-Colorado (USA), donde trabajó en colaboración con el doctor Fei Chen y su grupo de investigación. Para ese entonces, las fuentes de información meteorológica de que se disponía eran escasas. Se requerían datos para días secos de un año hidrológico normal (es decir, sin ocurrencia de El Niño ni La Niña), y las únicas entidades con estaciones de monitoreo confiables eran el Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM) de Colombia y las Empresas Públicas de Medellín (EPM), quienes brindaron apoyo a esta investigación. Así fue como un primer análisis de los registros pluviométricos de EPM para el último año hidrológico normal, comprendido entre el segundo semestre del 2008 y el primero del 2009, permitió identificar 15 fechas de casi completa ausencia de lluvias en el Valle de Aburrá (Tabla 5-2). Las estaciones pluviométricas consultadas (un total de 13) estaban distribuidas a todo lo largo y ancho del valle.

Tabla 5-2.: Registro de lluvias (mm), según registros de EPM para un periodo hidrológico normal, en días relativamente secos.

Estación	2008									2009					
	May		Jun		Jul	Ago	Sep	Nov	Dec	Ene	Feb	Mar	Abr		Jun
	13	4	30	23	8	8	10	9	24	26	1	20	6	27	27
Caldas	0	0,3	0	4,3	0	0	0	0	0,8	0	0	0,3	0	0,8	0
San Antonio de Prado	0	0	0	0,8	0	0	0	0	0	0	0	0,5	0	0	0
Villa Hermosa	1,3	2,8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,3	0
San Cristóbal	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,3	0	0	0
Girardota	0	0	0	0	0	0,3	0	0	0	0	0	0,3	0	0	0
Barbosa	0	0,3	0	0	2,3	0,3	0	0	0	0	0	0,5	0	1,0	0
Niquia	0	0	0	0	0	0,3	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ayurá	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,3	0,3	0	0	0
Cucaracho	0	0	0	0	0	0,3	0	0	0	0	0	0,3	0	0	0
Astillero	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,3	0	0,3	0,3
Copacabana	0	0	0	0	0	0,3	0	0	0	0	0	0,3	0	0	0
Pedregal	0	0,8	0	0	0	0	0	0	0	0	0,3	0,3	0	0	0
Gerona	0	0,5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,3	0	0	0

IDEAM y EPM tenían además algunas estaciones con datos de temperatura, humedad y vientos en superficie ubicadas dentro del dominio-4, de las cuales se escogieron sólo 7 como las más adecuadas para un primer ejercicio de validación del modelo WRF. Los criterios que guiaron la elección de estas estaciones fueron: a) estaban suficientemente alejadas de los bordes del dominio, b) no estaban cerca de grandes cuerpos de agua, c) la información disponible era más o menos completa para el periodo en cuestión. La Fig 5-4 indica la posición de estas 7 estaciones dentro del dominio más interior del anidamiento: las denominadas “A”

son del IDEAM y las “E” son de EPM. Tres de ellas están dentro del Valle de Aburrá (A1, A4 y E1), a unos 1500 *msnm*; las estaciones A2 y A5, a poco más de 2000 *msnm*, están en el oriente cercano del Valle de Aburrá, en el Valle de San Nicolás. La estación más cercana al borde sur del dominio-4 es la E3, a una altitud de casi 2500 *msnm*; y la más al norte es la E2, ubicada sobre el altiplano de Santa Rosa de Osos, ligeramente por encima de los 2000 *msnm*.

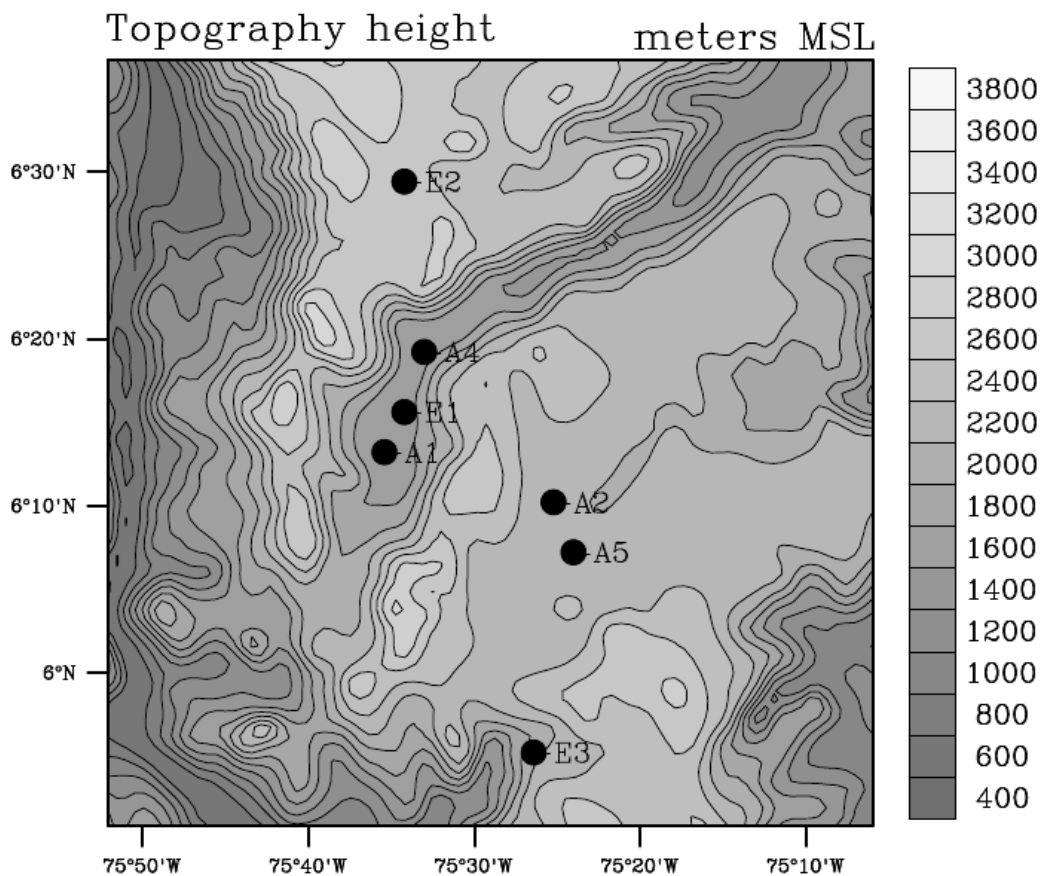


Figura 5-4.: Estaciones del IDEAM (A1,A2,A4,A5) y de EPM (E1,E2,E3) en el dominio-4.

La Tabla 5-3 reúne información sobre las estaciones seleccionadas. En particular, la última columna corresponde al tipo de variables que se utilizaron para hacer la primera aproximación a la validación del WRF-urbano. Dejemos en claro que no se conocen detalles acerca de la instalación ni de los alrededores de las estaciones, aunque se supone que cumplen los estándares internacionales de ubicación, operación y mantenimiento que aplican para la medición de variables meteorológicas en superficie. Desafortunadamente no se tienen registros ni de presión atmosférica ni de razón de mezclado del vapor de agua en los sitios de medición.

Tabla 5-3.: Estaciones en superficie y variables utilizadas en la validación.

Código	Estación	Nombre	Coordenadas	Altitud (msnm)	Variables utilizadas en la validación
4939	A1	Aeropuerto Olaya Herrera	N6°13'/W75°35'	1490	Valores máximo, mínimo y promedio de temperatura y humedad relativa
9254	A2	Aeropuerto José María Córdova	N6°10'/W75°25'	2073	
7985	A4	Metro de Medellín	N6°19'/W7°33'	1450	Valores máximo, mínimo y promedio de temperatura y humedad relativa. Reporte horario de temperatura y humedad relativa
7935	A5	La Selva	N6°07'/W75°24'	2090	Valores máximo, mínimo y promedio de temperatura y humedad relativa
2701517	E1	Medellín	N6°15'/W75°34'	1491	Reporte horario de temperatura y humedad relativa
2701522	E2	San Pedro RG-10 La Ye	N6°30'/W75°34'	2452	
2618599	E3	Guaico	N5°55'/W75°27'	2055	

Después de detectar los 15 días más secos del periodo hidrológico normal correspondiente a los años 2008-2009, se hizo un análisis comparativo entre ellos tratando de identificar los que tuvieran mejores condiciones hidrometeorológicas para usarlos en la validación del modelo. En este caso se requería que a) la precipitación fuera mínima para el día en cuestión y en las fechas previas, b) la cobertura de nubes no fuera muy significativa, c) los vientos Alisios correspondieran a diferentes condiciones de aproximación al valle y d) los registros meteorológicos estuvieran más o menos completos.

Con base en estos criterios se encontró que el día 30 de junio del 2008 era el que mejor se ajustaba a estas condiciones, razón por la cual fue seleccionado para hacer el mayor número de pruebas de validación; y se seleccionaron también las fechas del 23 de julio y del 24 de diciembre, ambas del año 2008, aunque en estos dos días hubo ligeras precipitaciones (mínimas) al sur del valle. De hecho, las imágenes del satélite GOES-10 mostraron la ausencia de grandes masas nubosas sobre el área metropolitana en cuestión, aunque el 30 de junio hubo un complejo convectivo de mesoscala, muy característico del litoral Pacífico colombiano, penetrando la región montañosa del departamento de Antioquia. Los datos provenientes del *GDAS: FNL operational analysis* (nomad1.ncep.noaa.gov), por su parte, indican, para las 18 UTC, que el viento a los 700 mb estuvo por debajo de los 10 ms^{-1} en los 3 días. Esta información es consistente con los registros de la estación A2 (Anexo C): para el 30 de junio hubo viento predominante del este, con magnitud promedio de 1,6 ms^{-1} ; el 23 de julio predominó viento sureste con promedio de 1,5 ms^{-1} ; y el 24 de diciembre hubo viento del este con promedio de 1,8 ms^{-1} .

5.1.4. Configuración de los experimentos del WRF-urbano para datos en superficie.

Las variables de configuración que definen los experimentos numéricos a realizar con el WRF-urbano (versión 3.4) se declaran todas en el archivo denominado *namelist.input*, que reside en la carpeta del modelo */WRFV3/test/em_real*. Las entradas de este archivo se agrupan en 11 categorías, algunas de las cuales no aplican para el tipo de simulación que aquí interesa o, simplemente, no ameritan variaciones entre experimentos; en lo que sigue, sólo se considerarán las variables relacionadas con: *time_control*, *domains*, *physics*, *dynamics*. En el *time_control*, los cambios tienen que ver con las fechas y horas de inicio y finalización del periodo de simulación, compuesto por un tiempo de “calentamiento” del modelo (denominado *spin-up* en inglés) más el lapso de tiempo que propiamente corresponde al periodo de interés, que siempre tendrá una duración de 24 horas (1 día), puesto que debe coincidir con una de las 3 fechas sin lluvia en el Valle de Aburrá anteriormente elegidas (es decir: 30 de junio, 23 de julio y 24 de diciembre del 2008). Puesto que los resultados del modelo dependen sensiblemente del tiempo de calentamiento, éste debe ser definido con cierta precisión; y habida cuenta de que la hora local en Colombia está retrasada 5 horas respecto de la hora UTC y que los archivos *metgrid* se generan cada 6 horas, entonces los posibles periodos de calentamiento para estos experimentos son de 5 horas, 11 horas, 17 horas, 23 horas,... Como se verá, en algunos casos se hicieron simulaciones con 47 horas de calentamiento, pero estos periodos tan largos no garantizan mejores resultados y son más demandantes en recursos de cómputo.

La categoría *domains* recoge las especificaciones de los dominios y anidamiento definidas en el WPS. En este caso, la variable *feedback= 1* indica que el modelo se corre con retroalimentación entre los dominios del anidamiento (*two way nested*); y la entrada *e_vert* indica que la atmósfera queda subdividida en 38 niveles, cuyos espesores los define el WRF-urbano de manera autónoma. La categoría *dynamics* indica, entre otras cosas, que: no hay amortiguamiento de la componente de la velocidad vertical (*w_damping= 0*), la difusión es simple (*diff_opt= 1*), la simulación se hace en modo no-hidrostático (*non_hydrostatic=.true.*) y opera con transporte advectivo de escalares y humedad. A continuación se presenta un ejemplo típico del archivo *namelist.input* usado en estas simulaciones, correspondiente, como veremos, al experimento P14:

```
&time_control
run_days           = 0,
run_hours          = 36,
run_minutes        = 0,
run_seconds        = 0,
start_year         = 2008, 2008, 2008, 2008,
start_month        = 06, 06, 06, 06,
start_day          = 29, 29, 29, 29,
start_hour         = 18, 18, 18, 18,
```

```

start_minute           = 00, 00, 00, 00,
start_second          = 00, 00, 00, 00,
end_year              = 2008, 2008, 2008, 2008,
end_month             = 07, 07, 07, 07,
end_day               = 01, 01, 01, 01,
end_hour              = 06, 06, 06, 06,
end_minute            = 00, 00, 00, 00,
end_second            = 00, 00, 00, 00,
interval_seconds      = 21600
input_from_file       = .true., .true., .true., .true.,
history_interval      = 360, 360, 60, 60,
frames_per_outfile    = 1, 1, 1, 1,
restart               = .false.,
restart_interval      = 180000,
io_form_history       = 2
io_form_restart       = 2
io_form_input         = 2
io_form_boundary      = 2
debug_level           = 0
/
&domains
time_step             = 120,
time_step_fract_num  = 0,
time_step_fract_den  = 1,
max_dom               = 4,
e_we                  = 163, 151, 94, 88,
e_sn                  = 157, 151, 109, 88,
e_vert                = 38, 38, 38, 38,
p_top_requested       = 5000,
num_metgrid_levels   = 27,
num_metgrid_soil_levels = 4,
dx                    = 27000, 9000, 3000, 1000,
dy                    = 27000, 9000, 3000, 1000,
grid_id               = 1, 2, 3, 4,
parent_id             = 0, 1, 2, 3,
i_parent_start        = 1, 51, 58, 43,
j_parent_start        = 1, 67, 45, 23,
parent_grid_ratio     = 1, 3, 3, 3,
parent_time_step_ratio = 1, 3, 3, 3,
feedback              = 1,
smooth_option         = 0
/
&physics
sst_update            = 0,
mp_physics            = 4, 8, 8, 8,
ra_lw_physics         = 1, 1, 1, 1,
ra_sw_physics         = 1, 1, 1, 1,
radt                  = 30, 30, 30, 30,
sf_sfclay_physics    = 2, 2, 2, 2,
sf_surface_physics   = 2, 2, 2, 2,
bl_pbl_physics        = 2, 2, 2, 2,
bldt                  = 0, 0, 0, 0,
cu_physics            = 5, 0, 0, 0,
cudt                  = 0, 0, 0, 0,
isfflx                = 1,
ifsnw                 = 0,
icloud                = 1,
surface_input_source  = 1,
num_soil_layers       = 4,
num_land_cat          = 33,
sf_urban_physics     = 0, 0, 0, 1,

```

```

slope_rad                = 1,
topo_shading             = 1,
/
&dynamics
w_damping                = 0,
diff_opt                 = 1,
km_opt                   = 4,
diff_6th_opt             = 0,      0,      0,      0,
diff_6th_factor          = 0.12,   0.12,   0.12,   0.12,
base_temp                 = 290.
damp_opt                 = 0,
zdamp                    = 5000.,  5000.,  5000.,  5000.,
dampcoef                 = 0.2,    0.2,    0.2,    0.2,
khdif                    = 0,      0,      0,      0,
kvdif                    = 0,      0,      0,      0,
non_hydrostatic          = .true.,  .true.,  .true.,  .true.,
moist_adv_opt            = 1,      1,      1,      1,
scalar_adv_opt           = 1,      1,      1,      1,
/
&bdy_control
spec_bdy_width           = 5,
spec_zone                = 1,
relax_zone               = 4,
specified                = .true.,  .false., .false., .false.,
nested                   = .false., .true.,  .true.,  .true.,
/
&namelist_quilt
nio_tasks_per_group = 0,
nio_groups = 1,
/

```

En buena medida estos primeros experimentos estuvieron enfocados a identificar aquellos esquemas de parametrización física que generaban resultados más ajustados entre el modelo y los datos de temperatura y humedad en superficie. Para lograr una combinatoria amplia de las opciones disponibles en la categoría *physics*, se puso en marcha un plan de simulaciones del WRF-urbano que tuviera en cuenta las siguientes entradas: microfísica (*mp_physics*), radiación de onda larga y de onda corta (*ra_lw_physics*, *ra_sw_physics*), capa superficial de la atmósfera (*sf_sfclay_physics*), modelo superficial del terreno (*sf_surface_physics*), esquemas de convección (*cu_physics*) y esquemas de capa límite atmosférica (*bl_pbl_physics*). El resto de entradas no cambia respecto de los valores que se muestran en la hoja del *namelist.input* presentada arriba, entre las cuales está la especificación del modelo urbano de una sola capa para el dominio-4 (*sf_urban_physics*= 0,0,0,1), la consideración de los efectos que producen las pendientes (*slope_rad*=1) y las sombras topográficas (*topo_shading*= 1) en los esquemas de radiación de onda corta, y el efecto de las nubes en la profundidad óptica (*icloud*= 1, que sólo funciona con *ra_sw_physics*= 1, *ra_lw_physics*= 1). En este tipo de experimentos, la entrada correspondiente al modelo superficial del terreno tampoco sufre cambios en el *namelist.input*, pues el modelo urbano sólo opera con el *Noah Land Surface Model* (opción 2). En suma, los esquemas de parametrización física que más interesaban para el caso cuestión eran:

Microfísica: WSM5 (opción 4), Thompson graupel (opción 8), Morrison 2-moment (opción 10).

Radiación de onda larga: rrtm (opción 1), rrtmg (opción 4), Goddard (opción 5).

Radiación de onda corta: Dudhia (opción 1), rrtmg (opción 4), Goddard (opción 5).

Capa superficial de la atmósfera: Monin-Obukhov (opción 1), Monin-Obukhov/Janjic eta (opción 2).

Convección: Kain-Fritsch (opción 1), New Grell (opción 5), Tiedtke (opción 6), New GFS-SAS (opción 14).

Capa límite: YSU (opción 1), Mellor-Yamada-Janjic (opción 2).

Además de las variantes arriba señaladas, interesaba probar aquí qué ventajas tienen los parámetros urbanos que define por defecto el modelo WRF para el SLUCM en el archivo */WRFV3/test/em_real/URBPARM*, comparado, por ejemplo, con el conjunto alternativo de parámetros propuesto por Loridan *et al.* (2010). En fin, las variantes que distinguen los distintos experimentos se especifican en la Tabla 5-4, donde las pruebas P corresponden al 30 de junio de 2008, las R al 23 de julio de 2008 y las S al 24 de diciembre del mismo año.

5.1.5. Metodología para los cálculos de error del WRF-urbano contra datos en superficie

La fórmula del Error Raíz Cuadrático Medio (ERCM) es ampliamente utilizada (Pielke, 2002) como una medida de la discrepancia entre los resultados de una simulación numérica, Y_i , y los datos experimentales, Y_e . Para un número de observaciones N , el *ERCM* se escribe

$$ERCM = \sqrt{\sum (Y_i - Y_e)^2 / N}, \quad i = 1, \dots, N \quad (5-1)$$

donde la raíz opera sobre el promedio de los residuos (siendo el residuo la diferencia entre un dato del modelo menos el correspondiente dato experimental) elevados al cuadrado.

Para explicar cómo se usa la fórmula (5-1), tomemos, por ejemplo, los resultados del experimento P14, cuyo *namelist.input* se presentó arriba. En tal caso, la Tabla 5-5 reúne las series horarias de temperatura y humedad relativa a 2 metros sobre la superficie, generadas a partir del WRF para aquellas celdas donde están ubicadas las estaciones automáticas de EPM e IDEAM. Las series de temperatura provienen de la variable T2 (temperatura a 2 m en Kelvin), y los valores de humedad relativa fueron calculados con base en las variables T2, Q2 (razón de mezclado del vapor de agua a 2 m, en *kg/kg*) y PSFC (presión atmosférica en superficie, dada en *Pa*), incluidas en los archivos de salida del WRF, llamados *wrfout*.

Tabla 5-4.: Parametrización física de los experimentos P, S, R para validación en superficie.

Prueba	Fecha	Spin-up (horas)	mp	Rad (lw,sw)	sfc_lay	pbl	Convección	Parámetros modelo urbano		
P1	Junio 30 de 2008	23	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	2	2	Kain-Fritsch	1	WRF	
P2		23	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	1	1	Kain-Fritsch	1	WRF	
P3		47	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	1	1	Kain-Fritsch	1	Loridan-Grimmond	
P4		11	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	1	1	Kain-Fritsch	1	Loridan-Grimmond	
P5		17	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	1	1	Kain-Fritsch	1	Loridan-Grimmond	
P8		11	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	2	2	New Grell	1,2,3	Loridan-Grimmond	
P12		11	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	2	2	New Grell	1,2	Loridan-Grimmond	
P13		11	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	2	2	New Grell	1	Loridan-Grimmond	
P14		11	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	2	2	New Grell	1	WRF	
P15		17	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	2	2	New Grell	1	WRF	
P16		5	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	2	2	New Grell	1	WRF	
P17		5	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	1	1	Kain-Fritsch	1	WRF	
P18		17	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	2	2	Tiedtke	1	WRF	
P19		17	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	2	2	New GFS SAS	1	WRF	
P20		17	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	2	2	New Grell	1,2	WRF	
P21		17	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	1	1	New Grell	1	WRF	
P22		11	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	1	1	New Grell	1	WRF	
P23		11	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	1	1	New Grell	1	Loridan-Grimmond	
P24		17	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	1	1	New Grell	1	Loridan-Grimmond	
P25		17	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	2	2	New Grell	1	Loridan-Grimmond	
P26		17	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	2	2	Kain-Fritsch	1	WRF	
P27		5	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	1	1	Kain-Fritsch	1	Loridan-Grimmond	
P28		5	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	2	2	New Grell	1	Loridan-Grimmond	
P29		17	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	1	1	Kain-Fritsch	1	WRF	
P30		11	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	1	1	Kain-Fritsch	1	WRF	
R1		Julio 23 de 2008	17	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	2	2	New Grell	1	Loridan-Grimmond
R2			11	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	2	2	New Grell	1	Loridan-Grimmond
R3			17	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	1	1	New Grell	1	Loridan-Grimmond
R4			11	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	1	1	New Grell	1	Loridan-Grimmond
R5			17	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	1	1	New Grell	1	WRF
R6	11		(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	1	1	New Grell	1	WRF	
R7	11		(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	2	2	New Grell	1	WRF	
R8	17		(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	2	2	New Grell	1	WRF	
R9	11		(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	1	1	New Grell	1,2	WRF	
R10	11		(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	1	1	Kain-Fritsch	1	WRF	
R11	11		(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	1	1	New GFS SAS	1	WRF	
R12	11		(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	1	1	Tiedtke	1	WRF	
S1	Diciembre 24 de 2008	11	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	2	2	New Grell	1	Loridan-Grimmond	
S2		17	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	2	2	New Grell	1	Loridan-Grimmond	
S3		11	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	1	1	New Grell	1	Loridan-Grimmond	
S4		17	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	1	1	New Grell	1	Loridan-Grimmond	
S5		11	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	2	2	New Grell	1	WRF	
S6		17	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	2	2	New Grell	1	WRF	
S7		11	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	1	1	New Grell	1	WRF	
S8		17	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	1	1	New Grell	1	WRF	
S9		17	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	1	1	New Grell	1,2	WRF	
S10		17	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	1	1	Kain-Fritsch	1	WRF	
S11		17	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	1	1	New GFS SAS	1	WRF	
S12		17	(4, 8, 8, 8)	(1, 1)	1	1	Tiedtke	1	WRF	

Tabla 5-5.: Series horarias de temperatura ($^{\circ}C$) y humedad relativa (%) según el experimento numérico P14.

Hora	E1		E2		E3		A4	
	<i>T</i>	<i>HR</i>	<i>T</i>	<i>HR</i>	<i>T</i>	<i>HR</i>	<i>T</i>	<i>HR</i>
01	16,9	83,2	11,5	95,0	15,6	83,9	16,7	88,9
02	16,5	85,2	11,5	94,0	15,2	83,8	16,3	90,7
03	16,4	84,1	11,8	88,9	15,3	81,2	16,6	85,4
04	15,6	88,9	11,7	86,3	15,0	80,2	16,2	85,0
05	15,3	89,9	11,6	85,1	14,4	78,7	16,0	85,3
06	17,0	77,1	11,2	86,2	14,5	75,8	16,5	81,9
07	15,8	85,9	11,7	89,6	15,0	73,7	16,9	82,1
08	18,3	72,4	13,9	80,0	17,1	81,0	19,0	73,4
09	20,5	64,1	15,3	75,3	18,2	77,3	21,6	57,8
10	23,3	48,7	16,5	70,9	19,3	73,7	23,4	51,3
11	24,6	47,1	17,3	71,3	20,2	76,0	24,9	49,3
12	26,1	44,8	17,5	70,2	22,5	64,7	27,1	39,7
13	27,4	32,2	17,8	68,1	22,7	63,6	27,5	37,4
14	27,5	37,8	18,0	66,5	22,9	64,0	27,5	35,4
15	27,3	38,0	17,7	67,7	21,7	71,5	27,3	40,0
16	26,7	40,1	17,1	70,0	21,2	67,0	26,5	44,4
17	25,3	49,6	15,5	77,3	20,5	73,6	24,5	54,2
18	24,1	53,0	13,9	91,1	17,9	85,2	22,8	60,1
19	22,2	60,1	12,5	87,5	17,3	86,1	21,3	61,5
20	21,5	60,0	12,3	88,0	17,1	90,4	20,7	63,1
21	20,2	68,9	12,2	88,5	16,3	90,7	19,8	70,0
22	19,5	76,7	12,0	93,8	15,0	90,6	19,2	80,3
23	19,1	79,7	11,5	98,4	16,0	82,0	18,9	79,8
24	18,9	78,9	11,4	97,0	15,9	83,5	18,4	80,6
<i>T</i>	21,1		13,9		17,8		21,1	

La fórmula para el cálculo de la humedad relativa (HR) es la siguiente (Wallace y Hobbs, 2006):

$$HR = (e/e_s) \cdot 100$$

Donde e , la presión de vapor del agua en el aire no saturado, viene de la ecuación:

$$e = Q^2 * P / (Q^2 + 0,622)$$

con $P = PSFC/100$ la presión atmosférica en hPa . En cuanto al término e_s , la presión de vapor del agua para aire saturado, se puede calcular con base en la expresión (Buck, 1981) :

$$e_s = (1,0007 + 0,00000346 * P) * 6,1121 * \exp((17,502 * T)/(240,97 + T))$$

donde T es la temperatura a 2 m en $^{\circ}C$. La Figura 5-5 muestra las series de datos de las estaciones en superficie (Anexo C) y los correspondientes valores generados por el WRF para el experimento P14 (Tabla 5-5). El $ERCM$ se obtiene con la fórmula (5-1), a partir de una sumatoria sobre 24 términos (24 horas con información).

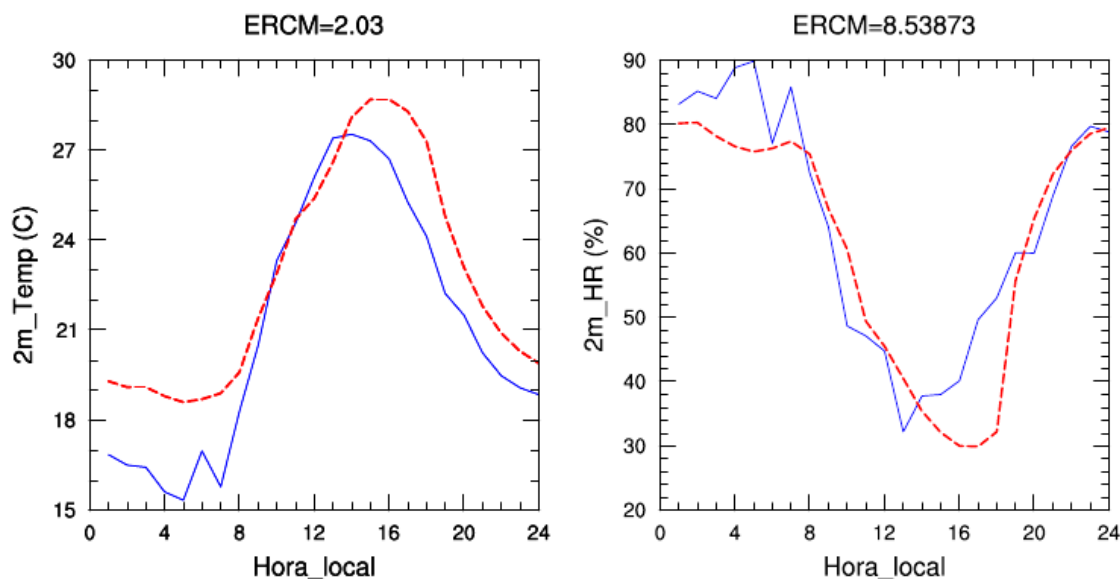


Figura 5-5.: Series horarias para el día 30 de junio de 2008 en la estación E1, experimento P14. Los datos de las estaciones van en línea punteada y los del modelo WRF-urbano en línea continua.

Los resultados del cálculo del $ERCM$ para las series horarias en los experimentos P, R, S se presentan en las tablas del Anexo D. Se extraen de allí los resultados correspondientes al experimento P14:

Tabla 5-6.: Cálculo de ERCM(T) y ERCM(HR) para el experimento P14

Exp	E2		E3		E1		A4	
	<i>ERMC(T)</i>	<i>ERMC(HR)</i>	<i>ERMC(T)</i>	<i>ERMC(HR)</i>	<i>ERMC(T)</i>	<i>ERMC(HR)</i>	<i>ERMC(T)</i>	<i>ERMC(HR)</i>
P14	2,5	10,0	2,0	8,1	2,0	8,5	2,3	7,8

Y puesto que las estaciones E2 y E3 son rurales, y las E1 y A4 son urbanas, conviene calcular unos “niveles de error” (nE) de la temperatura y la humedad relativa para las estaciones urbanas y rurales, por separado. Esto es:

$$\begin{aligned}
 nE(T)r &= \sqrt{(2,5^2 + 2,0^2)/2} = 2,3 \\
 nE(HT)r &= \sqrt{(10,0^2 + 8,1^2)/2} = 9,1 \\
 nE(T)u &= \sqrt{(2,0^2 + 2,3^2)/2} = 2,2 \\
 nE(T)u &= \sqrt{(8,5^2 + 7,8^2)/2} = 8,2
 \end{aligned}$$

Aunque se parecen mucho, las cantidades así calculadas no corresponden exactamente al concepto del *ERCM* presentado en la ecuación (5-1). La diferencia radica en que al combinar en una sola magnitud los datos de las estaciones EPM e IDEAM, no sólo se suponen comparables las tecnologías de captura de información y los criterios de ambas entidades para el control de calidad de las series, sino que las series mismas no siempre tienen igual cantidad de datos, pues hay algunos faltantes en las estaciones del IDEAM (Anexo C). Sin embargo, este tipo de cálculos sí da una idea aproximada de la discrepancia entre las simulaciones del WRF y las observaciones en las áreas rural y urbana, por lo cual en el Anexo D se presentan los cálculos de nivel de error asociados a las estaciones rurales y urbanas de los experimentos numéricos P, R y S respectivamente.

En cuanto al ajuste de los datos de temperatura máxima, media y promedio, se procede de un modo similar al anterior, como se muestra en la Tabla 5-7 para el experimento P14. Las columnas identificadas con el signo Δ , corresponden a los residuos del cálculo entre el WRF y el dato observado; cuando hay observaciones faltantes, el cálculo de Δ no aplica (NA). Recuérdese que las estaciones rurales son A2, A5, E2, E3, y las urbanas A1, A4, E1, así que los estimativos del nivel de error para las temperaturas mínima, máxima y promedio, se realizan con fórmulas del tipo:

Tabla 5-7.: Cálculo de residuos para el experimento P14

Est	T_{\min}			T_{\max}			T_{prom}		
	Obs.	WRF	Δ	Obs.	WRF	Δ	Obs.	WRF	Δ
A1	18,2	14,7	-3,5	29,2	27,5	-1,7	24,2	20,2	-4
A2	11,8	13	1,2	22,6	21,2	-1,4	17,8	16,3	-1,5
A4	16,4	16	-0,4	30,2	27,5	-2,7	23,7	21,1	-2,6
A5	10,2	12	1,8	NA	21,3	NA	19,1	16,4	-2,7
E1	18,6	15,3	-3,3	28,7	27,5	-1,2	22,7	21,1	-1,6
E2	10,8	11,2	0,4	20,7	18	-2,7	15,6	13,9	-1,7
E3	12,7	14,4	-1,7	26	22,9	-3,1	18,3	17,8	-0,5

$$nE(T_{\min})r = \sqrt{(1,2^2 + 1,8^2 + 0,4^2 + 1,7^2)/4} = 1,4$$

$$nE(T_{\max})r = \sqrt{(1,4^2 + 2,7^2 + 3,1^2)/3} = 2,5$$

$$nE(T_{\text{promedio}})r = \sqrt{(1,5^2 + 2,7^2 + 1,7^2 + 0,5^2)/4} = 1,8$$

$$nE(T_{\min})u = \sqrt{(3,5^2 + 0,4^2 + 3,3^2)/3} = 2,8$$

$$nE(T_{\max})u = \sqrt{(1,7^2 + 2,7^2 + 1,2^2)/3} = 2,0$$

$$nE(T_{\text{prom}})u = \sqrt{(4,0^2 + 2,6^2 + 1,6^2)/3} = 2,9$$

Con base en lo anterior, se elaboraron las tablas del Anexo D, las cuales reúnen los niveles de error para las temperaturas máxima, mínima y promedio.

5.1.6. Validación del WRF en superficie

En lo que sigue se procederá a un análisis de los experimentos reportados en la Tabla 5-4, haciendo mayor énfasis en el ajuste del WRF a los datos de las estaciones rurales que a los de las urbanas, con el propósito de dejar para más adelante la validación y calibración del esquema urbano de Kusaka-Kimura. Sin embargo, como se señaló en el numeral 5.1.4, los experimentos numéricos que aquí nos ocupan se realizaron con base en 2 conjuntos distintos de parametrizaciones del modelo urbano (el que trae el WRF por defecto y el sugerido por Loridan *et al.* (2010)), para tener alguna idea del comportamiento del modelo ante este tipo de variaciones. El lector interesado podrá encontrar en el Anexo 4 los cálculos y diagramas detallados de los ejercicios de validación en superficie, aquí nos concentraremos en reportar los resultados generales obtenidos.

Calentamiento

Para este tipo de experimentos, la literatura técnica reporta distintos periodos de calentamiento. Citemos algunos ejemplos: Xiao-Ming, Nielsen-GammonJ, y Zhang (2010) hacen simulaciones de 36 horas para evaluar tres esquemas de capa límite atmosférica disponibles en el WRF-v.3, donde las primeras 12 horas se consideran tiempo de calentamiento del modelo; Loridan *et al.* (2010) eligen 48 horas de calentamiento para evaluar el balance de energía superficial en diversos ambientes urbanos, utilizando el modelo de superficie Noah acoplado al modelo urbano de una sola capa, ambos disponibles en la versión 3.2 del WRF; mientras Jimenez y Dudhia (2012) hacen simulaciones de 48 horas para analizar vientos en superficie con el WRF-v3.1.1, la mitad de este periodo en calentamiento.

Con respecto a la fecha del 30 de junio de 2008 se chequearon 7 grupos de experimentos que sirvieron para comparar los niveles de error en función de los tiempos de calentamiento del modelo. Los resultados favorables para un calentamiento de 11 horas fueron: 4/7 para los $nE(T)$ y 6/7 para los $nE(HR)$; y en el caso de las temperaturas mínima, máxima y promedio, los resultados fueron 5/7 para $nE(T_{\text{mín}})$, 3/7 para $nE(T_{\text{máx}})$ y 6/7 para $nE(T_{\text{prom}})$. En cuanto a los niveles de error para un calentamiento de 17 horas, tuvieron, la mayoría de las veces, magnitudes comparables a los de 11 horas, mientras que los tiempos de calentamiento de 5, 23 y 47 horas parecían más fluctuantes y sus niveles de error tendían a estar por encima de los correspondientes a los de 11 horas. De lo anterior se concluye que el tiempo de calentamiento de 11 horas fue, por lo menos para las simulaciones correspondientes al 30 de junio de 2008, el más apropiado entre los probados.

Para el 23 de Julio de 2008, las series horarias produjeron en todos los casos menores niveles de error con 11 horas de calentamiento que con 17 horas, tanto para la variable temperatura como para la variable humedad relativa, aunque de magnitud muy similar; y algo parecido ocurrió con los niveles de error de las temperaturas máximas. En cambio, para los $T_{\text{mín}}$ fueron mejores los resultados de 17 horas que de 11 horas, y para las T_{prom} el calentamiento de 11 horas fue apenas ligeramente mejor que para 17 horas.

Finalmente, las simulaciones para el 24 de Diciembre de 2008 mostraron un mejor desempeño del WRF con 17 horas de calentamiento que con 11 horas; aunque los niveles de error producidos en uno y otro caso fueron similares.

En resumen, los resultados sugieren que los mejores tiempos de calentamiento para el WRF son los de 11 y 17 horas. Los datos correspondientes a 23 y 47 horas, aunque en algunos casos superan ligeramente en calidad a los anteriores, parecen menos buenos y, en todo caso, requieren mayores tiempos de simulación que los de 11 y 17 horas. Y los resultados obtenidos con 5 horas de calentamiento por lo general tienden a producir niveles de error mayores que los demás.

Esquemas de convección

Como se dijo antes, el ARW tiene a disposición varios esquemas de convección, los cuales suelen activarse para uno o varios de los dominios exteriores, por lo general aquellos con celdas de más de 10 km de arista.

Los resultados del modelo con respecto a los esquemas Kain-Fritsch, Tiedtke, New GFS-SAS y New-Grell (en algunos casos activado en más de un dominio) mostraron:

- Poca variabilidad de los niveles de error en relación con las tres fechas de chequeo y los cinco esquemas de convección mencionados. Esto puede tener relación con el hecho de que las fechas elegidas fueran días secos, lo cual no necesariamente implica convección despreciable, debido al carácter tropical de los dominios en el anidamiento.
- Pudiera decirse que los esquemas Kain-Fritsch y New-Grell produjeron resultados ligeramente mejores que los demás, pero esto no implica la supremacía contundente de algún esquema respecto de cualquier otro.
- En concordancia con la Figura 4.5, el desempeño de los esquemas de convección en el WRF no depende de los esquemas de capa límite, parametrización urbana ni periodos de calentamiento.

Esquemas de capa límite

Las simulaciones realizadas para las fechas del 30 de Junio, 23 de Julio y 24 de Diciembre del 2008 permiten hacer múltiples comparaciones entre los esquemas de capa límite de Yonsei University (YSU) y de Mellor-Yamada-Janjic (MYJ). En resumen:

- Aunque se establecen algunas diferencias sistemáticas entre los niveles de error de uno y otro esquema, la magnitud de éstas no es particularmente alta.
- El contraste entre los niveles de error reportados para los esquemas de capa límite en cuestión es más notable cuando se chequea el comportamiento del modelo con relación a las temperaturas mínima, máxima y promedio: YSU es superior en el cálculo de las temperaturas mínimas, pero MYJ es mejor cuando se trata de calcular temperaturas máxima y promedio.

Parametrización del modelo urbano

A propósito de los parámetros que definen el esquema urbano de una sola capa surgen dos interrogantes concernientes a la sensibilidad que puede tener el modelo respecto a variaciones en los mismos. Estos interrogantes son: ¿qué tanto afecta la parametrización del modelo urbano los resultados en las estaciones rurales? y ¿qué tan sensible es la simulación de las condiciones atmosféricas urbanas a cambios en los parámetros del modelo urbano? La última pregunta será abordada más adelante en relación con la altura de la capa de mezcla; respecto de la primera se puede decir que los cambios en los parámetros del modelo urbano no afectaron mayormente los errores (en superficie) para la temperatura y la humedad de las celdas rurales.

Conclusiones adicionales sobre la simulación de la temperatura y la humedad relativa en superficie

A propósito de las variables humedad y temperatura en superficie, la anterior comparación entre las simulaciones del WRF-urbano y los datos permite concluir, en términos generales, lo siguiente:

- Tanto los $ERM(C)(T)$ como los niveles de error $nE(T)$, $nE(T_{\text{máx}})$, $nE(T_{\text{mín}})$, $nE(T_{\text{prom}})$ son predominantemente menores en las estaciones rurales que en las urbanas. Incluso los valores de desviación estándar correspondientes a estas mismas cantidades son mayores en las estaciones urbanas que en las rurales, con la sola excepción de la desviación de $T_{\text{máx}}$. En cambio, el comportamiento comparado de los $ERM(C)(HR)$ y de $nE(HR)$ para las estaciones urbanas y rurales, no muestra una marcada tendencia a obtener mejores valores en uno u otro caso.
- Las series horarias de temperatura muestran que el WRF tiende a producir valores por debajo de los observados, aunque las series ajustan ligeramente mejor en las estaciones rurales que en las urbanas. De otro lado, las series horarias de la humedad relativa muestran que los valores del WRF tienden a estar por encima de los valores observados en las estaciones, aunque esta tendencia no es muy marcada.
- La estación E3 plantea dificultades especiales al WRF, sobre todo en la estimación de la humedad relativa. Los problemas son más marcados en los experimentos del 23 de Julio y el 24 de Diciembre de 2008, cuando el modelo no logra seguir la evolución del ciclo diurno. Es interesante observar que, según los registros de las estaciones, la variabilidad diurna de la humedad relativa es menor en esta estación que en las otras tres, para las tres fechas.
- Tanto los valores máximos de temperatura como los mínimos de humedad relativa se anticipan en los resultados del WRF a los valores correspondientes observados en las

estaciones. Los desfases mayores se presentan en las simulaciones de la fecha 23 de julio (diferencias en promedio de $-1,7$ horas para el pico de temperatura máxima y $-2,3$ horas para la humedad relativa) y el mejor ajuste se obtiene para el 24 de diciembre de 2008 (diferencias de $-0,6$ horas para el pico de temperatura máxima y $-1,0$ horas para la humedad relativa).

Estos rasgos se observan claramente en la Figura 5-5.

5.2. Segunda aproximación a la validación y calibración del modelo WRF urbano: altura de capa límite

Para validar el cálculo de h_{CM} a partir del WRF se dispone de 4 estimativos de esta variable, uno de ellos obtenido con el LIDAR del Grupo de LIDAR y Espectroscopía Óptica de la Universidad Nacional de Colombia-sede Medellín (GLEO) y los tres restantes con los sensores remotos del Sistema de Alerta Temprana del Valle de Aburrá (SIATA). Ahora el objetivo es comparar dichos datos con algunas variantes de configuración del WRF, buscando identificar la que entre ellas se acomode mejor a las condiciones del área de estudio. Todas las variantes involucran mejoras sustanciales en la información de usos del suelo para el dominio más interior.

5.2.1. Usos del suelo y morfometría urbana en el Valle de Aburrá y sus inmediaciones

Como se dijo en el capítulo 4, NCAR ofrece unas bases de datos para 20 categorías de usos del suelo correspondientes al sistema IGBP, modificadas con datos del satélite MODIS y adaptadas para ser usadas conjuntamente con el modelo Noah-LSM. Sin embargo, puesto que esta información no parece ser la que mejor corresponde al dominio-4, se usará en lo que sigue una clasificación elaborada por el Instituto Geográfico Agustín Codazzi (IGAC, 2007) para el departamento de Antioquia, basada en el sistema CORINE LAND COVER (CLC) y validada a una escala 1:25.000. La base de datos del estudio del IGAC se construyó a partir de fotografías aéreas, ortomapas, imágenes de satélite y reconocimiento de campo. Por supuesto, dado que el CLC difiere del sistema de 20 categorías requerido por NCAR, hubo que hacer una homologación de categorías entre uno y otro, según se especifica en la Tabla 5-8.

El contraste entre las bases de datos de NCAR y del CLC es evidente en mapas como el de la Figura 5-6. El trabajo del IGAC integrado al dominio-4 del WRF identifica una mayor diversidad de usos del suelo, distribuida de manera realista y convincente sobre el área de estudio.

Tabla 5-8.: Equivalencia de categorías de usos del suelo entre los sistemas CLC y el IGBP modificado con MODIS

CLC - Etiquetas de fila	Categoría IGBP modificado con MODIS	Código categoría IGBP modificado con MODIS
Aguas continentales	Agua	17
Áreas abiertas sin o con poca vegetación.	Sabanas	9
Áreas agrícolas heterogéneas - mosaicos:		
• Mosaico de cultivos.	• Cultivos.	12
• Mosaico de cultivos, pastos y espacios naturales.	• Mosaico de cultivos y vegetación natural	14
• Mosaico de pastos y cultivos.	• Cultivos.	12
• Mosaico de pastos y espacios naturales.	• Mosaico de cultivos y vegetación natural	14
Áreas con vegetación herbáceas y/o arbustiva:		
• Arbustos y matorrales.	• Matorrales cerrados	6
• Pastos naturales y sabanas herbáceas.	• Sabanas	9
• Vegetación de páramo y subpáramo.	• Matorrales abiertos	7
• Vegetación esclerófila.	• Matorrales abiertos	7
Áreas húmedas continentales	Agua	17
Bosques:		
• Bosques de galería, natural denso y natural fragmentado.	• Bosques permanentes de hoja amplia	2
• Bosques plantados.	• Bosques permanentes de hoja en forma de aguja	1
Cultivos anuales o transitorios	Cultivos	12
Cultivos permanentes	Cultivos	12
Pastos: arbolados, enmalezados o enrastrados, limpios.	Pastos	10
Zonas de extracción minera o escombreras	Suelo estéril o con vegetación pobre	16
Zonas industrialeso comerciales y redes de comunicación: aeropuertos, obras hidráulicas, zonas industriales o comerciales.	Urbano y construido	13
Zonas urbanizadas: tejido urbano continuo y discontinuo.	Urbano y construido	13
Zonas verdes artificializadas, no agrícolas: fincas de recreo, parcelaciones, instalaciones recreativas.	Pastos	10

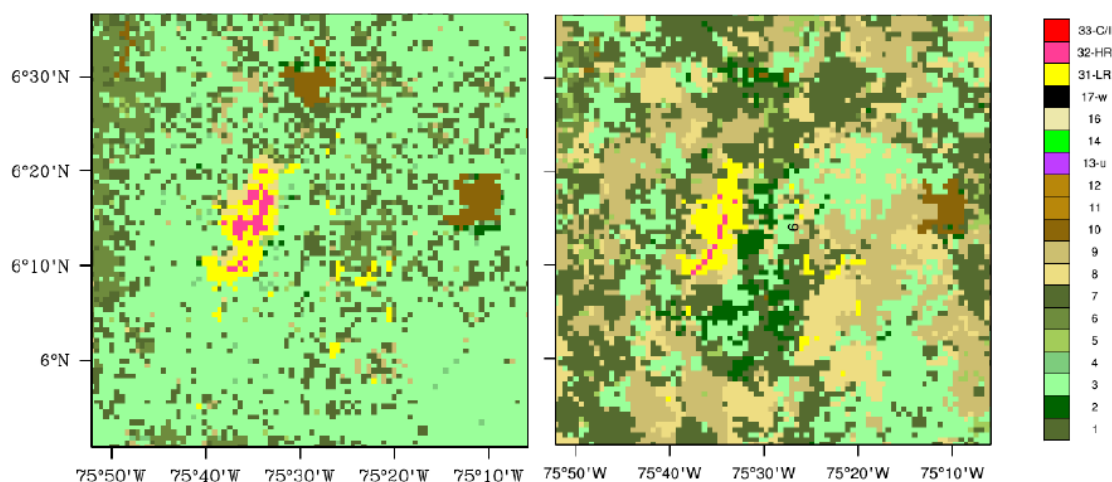


Figura 5-6.: Categorías de uso del suelo en el dominio más interior según en el sistema IGBP más tres categorías de suelo urbano requerida por el modelo SLUCM de Kusaka-Kimura. A la izquierda se ve el mapa con la información original suministrada por NCAR; a la derecha un mapa de usos del suelo mejorado con información del CLC y del área metropolitana.

La otra novedad relacionada con los usos del suelo tiene que ver con las categorías específicamente urbanas. En tal caso nos disponemos a usar un mapa mejorado de usos urbanos para el valle en cuestión y sus alrededores basado en un procedimiento de clasificación supervisada aplicado a imágenes de satélite *Quick Bird* del año 2006, *Landsat 7 ETM* del 2006 y un conjunto de ortofotos tomadas en el año 2012, suministradas para efectos de esta investigación por el Área Metropolitana del Valle de Aburrá (la autoridad ambiental en la zona de interés). Aunque las ortofotos cubren la mayor parte del territorio urbano, unas pequeñas franjas de información debieron ser completadas con datos de los satélites mencionados (Flórez *et al.*, 2016).

Comparada con la Figura 5-3, la Figura 5-7 muestra importantes diferencias. En este caso la mayoría de las celdas urbanas son del tipo “Residencial de baja densidad”, 2 son de categoría “Residencial de alta densidad” (ubicadas en las comunas noroccidental y nororiental de Medellín) y 11 de categoría “Industrial o comercial”. Entre éstas últimas hay dos celdas comerciales que corresponden al centro de la ciudad de Medellín; y al sur, próximas al eje del río, 9 celdas predominantemente industriales y de bodegas. Obsérvese también que hay dos celdas no urbanas, muy cerca del centro de Medellín, en inmediaciones del cerro El Volador (6°16' N ; 75°35' W). Como se dijo antes, alrededor del área metropolitana se identifican ahora los usos del suelo provenientes del estudio IGAC (2007). No hay duda de que este mapa de cobertura supera en calidad al de la figura 5-3.

Ahora bien, en lo que se refiere a la parametrización del modelo de dosel urbano de una sola capa dentro del WRF, se comparará el efecto que tiene introducir la información morfométrica presentada en el Capítulo 2, modificando la configuración por defecto del esquema SLUCM. Los cambios se hacen sobre el archivo URBPARM.TBL que se encuentra en la carpeta */WRFV3/test/em_real*; como se dijo anteriormente, puesto que no se dispone de fuentes de información confiables acerca de los materiales urbanos de construcción ni de la liberación de calor antropogénico, dichos campos se dejarán intactos en el archivo mencionado. La Tabla 5-9 recoge los valores propios del Valle de Aburrá, obtenidos mediante técnicas de análisis de imagen para la fracción urbana y de la información proveniente de la Encuesta de Calidad de Vida del año 2011, muy diferentes a los valores por defecto que trae el modelo; reiteramos que la información utilizada para elaborar esta tabla fue suministrada por la oficina de catastro municipal de Medellín y el Área Metropolitana del Valle de Aburrá. Con excepción de la fracción urbana, el resto de los valores corresponde al análisis que se hizo para Medellín, los cuales se aplicarán sin distinción a todos los municipios metropolitanos, pues se supone que al respecto, entre un municipio y otro, no debe haber grandes diferencias. Este supuesto es válido hasta que se tenga, en el futuro, mejor información sobre el particular.

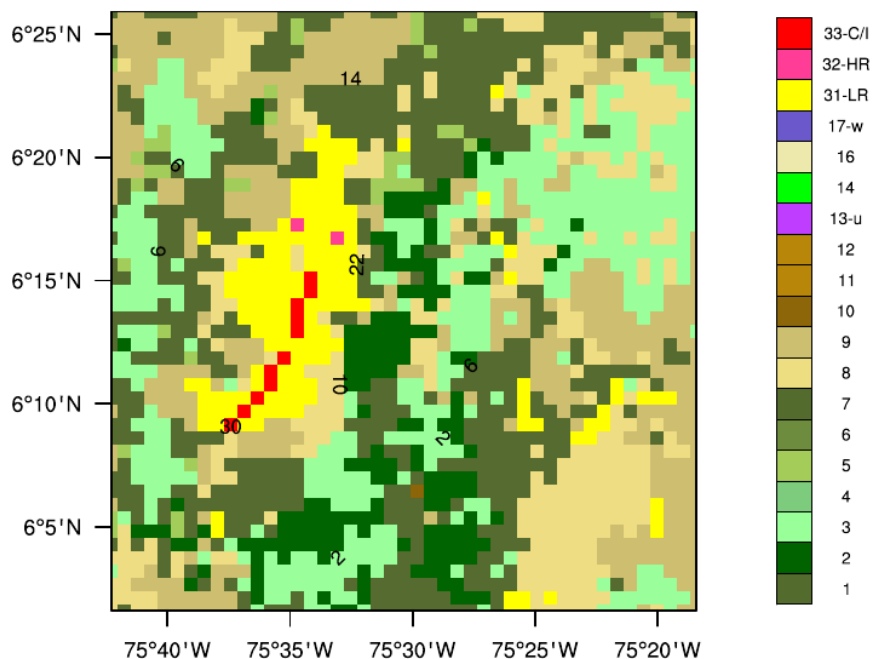


Figura 5-7.: Mapa de usos del suelo para el área metropolitana del Valle de Aburrá obtenido a partir de ortofotos del 2012 e imágenes de satélite Landsat 7 ETM y Quick Bird del 2006 (Flórez *et al.*, 2016).

Tabla 5-9.: Parámetros morfométricos del Valle de Aburrá para el WRF-urbano de una sola capa. Usos: residencial de baja densidad (RB), residencial de alta densidad (RA) y Comercial/Industrial (C/I)

Parámetro	Definición	Parámetros morfométricos para el Valle de Aburrá		
		RB	RA	C/I
f_{urb}	Fracción urbana	0,53	0,84	0,72
Z_R	Altura de techos (m)	8,3	7,1	6,6
σ_Z	Desviación estándar de altura de los techos	5,2	2,1	4,3
W_{roof}	Ancho de techos (m)	72,3	59,7	71,6
W_{road}	Ancho de vías (m)	13,7	14,5	19,0

5.2.2. Datos de altura de capa de mezcla

Con el fin de evaluar el desempeño del WRF en el cálculo de la h_{CM} para el Valle de Aburrá se cuenta con información suministrada por los grupos GLEO y SIATA, la cual incluye 39 datos (diurnos) correspondientes a las siguientes horas (locales) y fechas del año 2015:

- **Mayo 11:** 10, 11, 16, 17 / **Mayo 12:** 10, 15 / **Mayo 13:** 9, 10 / **Mayo 14:** 10, 11, 15, 16, 17.
- **Mayo 19:** 9, 10, 11, 15, 16, 17 / **Mayo 20:** 9, 10, 11, 15, 16 / **Mayo 21:** 15, 16, 17 / **Mayo 22:** 10, 11.
- **Junio 1:** 10, 11, 16, 17 / **Junio 2:** 10, 11 / **Junio 3:** 11, 15, 16 / **Junio 4:** 11.

Salvo algunas excepciones, los datos del LIDAR fueron reportados más o menos cada minuto, de modo que el valor horario para comparar con el WRF se calcula como el promedio de los valores centrados en el cambio de hora, tomados en un intervalo de ± 5 min aproximadamente, lo cual implica unos 13 datos para la mayoría de los casos. Por ejemplo, para el 11 de mayo tenemos 13 datos tomados entre las 9:55 am y las 10:05 am, con media 1024 m y desviación estándar 452 m. También se hizo un análisis con el valor medio de los datos de la media hora previa, pero los resultados no fueron mejores.

Dos de los métodos de estimación del SIATA provienen de los análisis de la señal retrodispersada del ceilómetro de la Torre SIATA (β_C) reportados por Herrera (2015). Se trata del método del gradiente mínimo (GM), basado en un algoritmo simple de diferencias finitas centradas:

$$\frac{\partial \beta_C}{\partial z} \approx \frac{\beta_C(z_i + \Delta z) - \beta_C(z_i - \Delta z)}{2\Delta z}$$

El método asume que la transición entre la capa límite y la atmósfera libre corresponde al nivel en que la derivada es mínima (GM). Una dificultad que presenta este enfoque aparece cuando hay perfiles con varios valores de mínimo local asociados a múltiples capas superpuestas de vapor de agua o aerosoles. Por esta razón, la autora aplica un filtrado por nubes y otro de vecinos para evitar inconsistencias en las estimaciones.

El otro es el método de máxima varianza (MV), con el cual se construye una función de varianza con ventanas de 200 m de altura y $N = 20$ puntos en la vertical (Herrera, 2015). Una vez definido el “perfil” de varianza, se identifica su valor de máxima, el cual se asume corresponde al tope de la capa límite:

$$\text{Máx} \left(\sigma^2 = \frac{\sum [\beta_C(z_i) - \bar{\beta}_C]^2}{N} \right)$$

También este método tropieza con las dificultades propias de las atmósferas estratificadas.

El otro método, basado en el cálculo del número de Richardson (R_i), estima h_{CM} a partir del cruce de información entre el radiómetro de microondas ubicado en la torre SIATA y el radar de vientos ubicado en el parque Juan Pablo II, ambos instrumentos aproximadamente a la misma altitud y a no menos de 4 km de distancia entre sí (Herrera, 2015). Para el efecto se calculan los perfiles con un número de Richardson definido como:

$$Ri_b(z) = \frac{g}{\theta_s} \frac{(\theta(z) - \theta_s)z}{u(z)^2 + v(z)^2}$$

En esta fórmula θ_s representa la temperatura potencial del aire a una altura cerca de la superficie del terreno, al tiempo que $u(z)$ y $v(z)$ corresponden a las componentes del viento advectivo para el nivel z . Se entiende que los perfiles de temperatura provienen del radiómetro mientras los perfiles de viento son generados por el radar; pero como la resolución vertical y temporal de ambos instrumentos es distinta, entonces el radar condiciona ambos estimativos con $\Delta z = 60 m$ y $\Delta t = 5 min$. En el trabajo en cuestión se asume un número de Richardson crítico igual a la unidad. La fórmula utilizada se parece a la que reportan Seibert *et al.* (2000) cuando mencionan la estimación de la h_{CM} mediante modelos numéricos, pero no es la más recomendada por autores como Piringer *et al.* (2007).

Para lo que ahora nos ocupa debe tenerse en cuenta que del ceilómetro disponíamos de un dato cada $\pm 30 min$, mientras que para el método el R_i se tenían datos cada 5 min. Así pues, las más de las veces, los valores horarios se calcularon para los métodos de ceilómetro con tres datos, y para el Ri con 5 datos. Por ejemplo, entre las 9:30am y las 10:30 am del 11 de mayo, con 3 datos, el GM produjo una media de 1640 m y una desviación estándar de 326 m; para la misma hora y con 5 datos, entre las 9:50 am y las 10:10 am, el método R_i produjo una media de 898 m y una desviación estándar de 208 m. Mayores detalles acerca de los equipos y métodos aplicados por el SIATA pueden consultarse en Herrera (2015).

El sistema LIDAR de la Universidad Nacional está instalado muy cerca del centro de la ciudad de Medellín ($6^{\circ}16'N$; $75^{\circ}35'W$), emite luz láser del tipo Nd:YAG y se caracteriza por tener una configuración vertical coaxial (Nisperuza, 2015). Para la serie de datos proporcionada, el sistema operó con una resolución espacial de 7,5 m y una longitud de onda de 532 nm. El ceilómetro del SIATA, en cambio, emite en una longitud de onda del infrarrojo cercano y tiene resolución vertical de 10 m. Una diferencia operativa importante entre ambos equipos es que el LIDAR mide sólo a ciertas horas, en días más bien secos, mientras que los

ceilómetros tienen operación continua. Un dato adicional para tener en cuenta es que entre la estación LIDAR y la torre SIATA hay poco más de 1 *km* de distancia.

La Figura 5-8 contrasta los valores estimados de h_{CM} por los cuatro métodos mencionados (eje de ordenadas), para las mismas fechas y horas (abscisas). La gran mayoría de los valores están a menos de 2000 *m* de altura sobre la base del valle, con algunos datos del LIDAR que exceden este valor, como reflejo de su mayor varianza. Las series de datos con promedio más bajo corresponden a los estimativos basados en el MV y R_i , los cuales muchas veces están por debajo de los 1000 *m* de altura, que es también la altura promedio de los picos en ambas laderas; si estas series fueran cercanas a la realidad, seguramente habría mucho de qué preocuparse, pues en tales condiciones la capa límite metropolitana estaría sometida a condiciones frecuentes de aislamiento dentro del sistema montañoso, y la calidad del aire podría ser peor de lo que se ha creído hasta el momento, según la información de las redes de monitoreo de gases y material particulado. En el caso particular del R_i valdría la pena revisar la manera como se definió y calculó este número y cómo se asumió su valor crítico (Herrera, 2015); a partir de este análisis seguramente se pueden intentar algunas otras variantes de cálculo (véase sección 3.5.2). Trataremos de nuevo estos temas en el Capítulo 6, dejando en claro desde ya que no tenemos a la mano suficiente información para descartar radicalmente ninguno de las series proporcionadas. Es el momento para recordar que no existe un medidor perfecto de la altura de la capa límite convectiva (capa de mezcla) y que -no hay duda de ello- todos los datos disponibles aportan información muy interesante sobre la estructura y composición de la atmósfera baja sobre el valle.

La Figura 5-9 compara los datos del LIDAR con los del método GM . Es muy notoria en ella la dispersión de los puntos respecto de la línea recta del ajuste "perfecto"; mientras que el ajuste lineal por el método de los mínimos cuadrados pone en evidencia una tendencia del método GM a producir valores más altos de la altura de la capa de mezcla, aunque -como se vio en la figura anterior- con una menor varianza. El conjunto de datos estaría compuesto por dos grupos de diferente altura: aquellos por debajo de los 1000 *m* (sólo 6) corresponden a una capa de mezcla por debajo de la altura promedio de las laderas del valle o que la supera por poco; y los datos por encima de 1000 *m*, que aportan información sobre una capa convectiva más energética y expandida, la cual irrumpe en niveles de la atmósfera donde la acción de los vientos Alisios, que cruzan de este a oeste sobre el área metropolitana, es casi segura.

Reiteramos: si bien los datos de los métodos MV y R_i son menos convincentes que los de LIDAR y GM , nuestros análisis deben ser considerados exploratorios mas no definitivos.

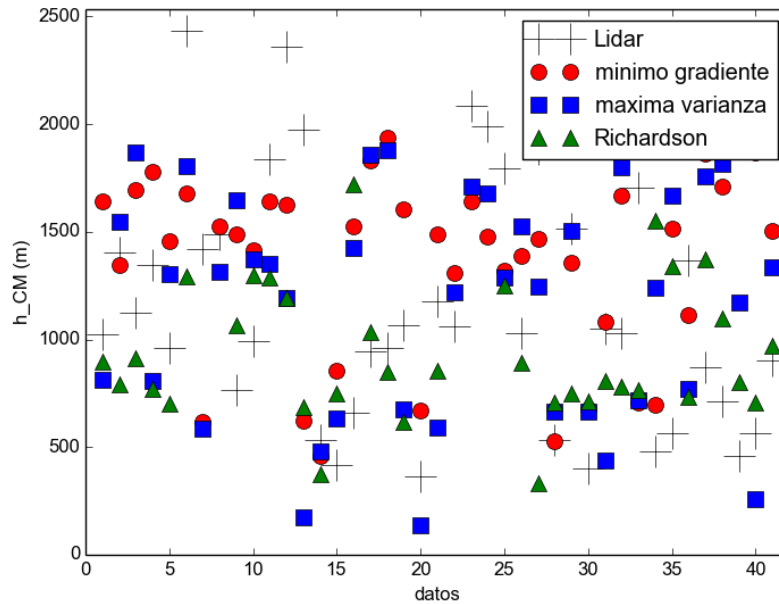


Figura 5-8.: Comparación de los estimativos de altura de capa límite convectiva entre datos del LIDAR, métodos de gradiente mínimo y máxima varianza para el ceilómetro de la Torre SIATA y el método del número de Richardson.

5.2.3. Tres escenarios para la validación del WRF respecto de la altura de la capa de mezcla

Volveremos sobre el tema de las series de datos en el próximo capítulo. En lo que sigue se asumirá la serie del GM como la información de referencia para comparar los resultados del WRF. Los experimentos numéricos que se reportan a continuación, corresponden a los esquemas de parametrización física utilizados, cuya elección estuvo basada en los chequeos de la primera parte de este capítulo:

```
&physics
  sst_update           = 0,
  mp_physics           = 8,      8,      8,      8, ; Thompson graupel scheme
  ra_lw_physics        = 1,      1,      1,      1, ; rrtm scheme
  ra_sw_physics        = 1,      1,      1,      1, ; Dudhia scheme
  radt                 = 30,     30,     30,     30,
  sf_sfclay_physics   = 2,      2,      2,      2, ; la opcion cambia segun bl_pbl_physics
  sf_surface_physics   = 2,      2,      2,      2, ; Noah land surface model
  bl_pbl_physics = 2,    2,      2,      2, ; se chequearon 3 esquemas distintos
  bldt                 = 0,      0,      0,      0,
  cu_physics           = 1,      1,      0,      0, ; Kain-Fritsch en los dos dominios exteriores
  cudt                 = 5,      5,      5,      5, ;
  isfflx               = 1,
  ifsnow               = 0,
  icloud               = 1,
  surface_input_source = 1,
  num_soil_layers      = 4,
```

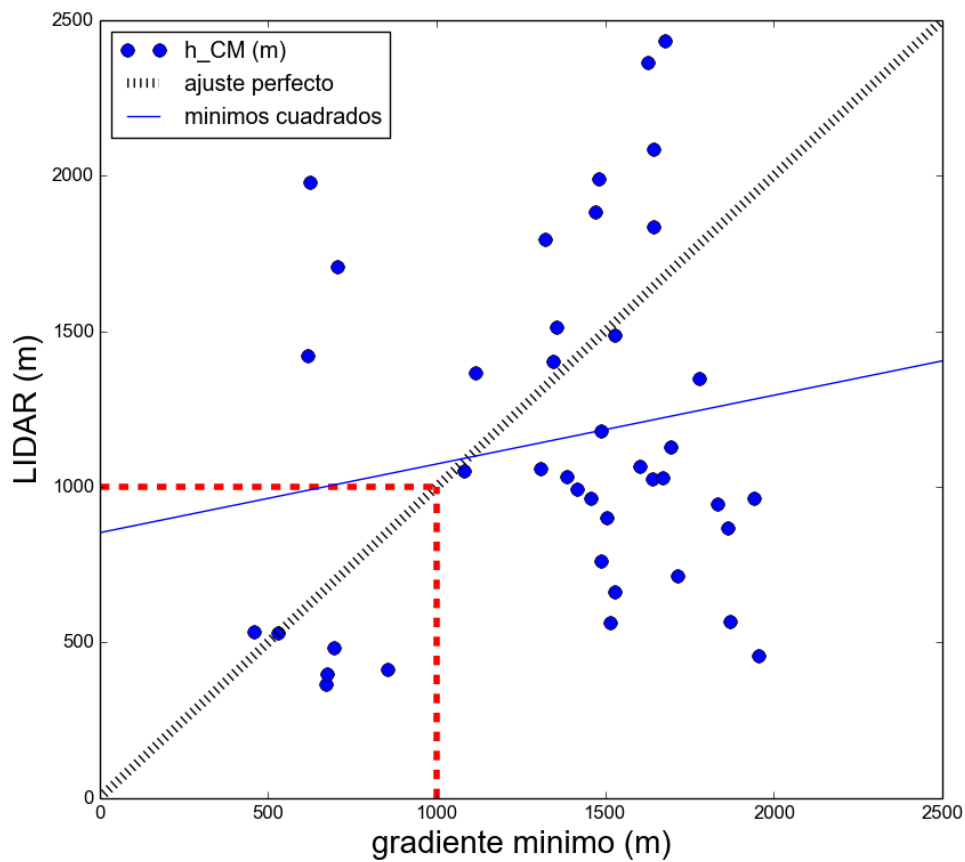


Figura 5-9.: Contraste entre los datos de h_{CM} (m) calculados según los métodos del gradiente mínimo (fuente SIATA) y el LIDAR (fuente GLEO). Las líneas rojas señalan el posible valor “umbral” de la capa de mezcla.


```

num_land_cat    = 33,                ; la opcion actual corresponde a WRF-urbano
sf_urban_physics = 0,    0,    0,    1, ; esquema SLUCM en el dominio mas interior
slope_rad       = 1,
topo_shading    = 1,
/

```

Desde el punto de vista de la parametrización de la capa límite, se comparan los resultados del WRF basados en los esquemas Yonsei University (YSU), Mellor-Yamada-Janjic (MYJ) y *Asymmetrical Convective Model version 2* (ACM2). El primero es simple, muy usado y bien evaluado; el segundo es un método local que define la altura de la capa límite en el punto donde la ECT decrece a $0.1m^2/s^2$; y el tercero, aunque no fue probado en la primera parte de este capítulo, se chequea porque, en la referencia Xie *et al.* (2012), se muestran resultados muy interesantes para la región de Hong Kong. YSU y ACM2 son métodos de diagnóstico no-locales que estiman la altura de la capa límite a partir de un número de R_i crítico.

En cuanto a la configuración de la estructura vertical de la atmósfera (incluida, por supuesto, la capa límite), se construyeron tres escenarios:

- a) **Capa límite fina, sin modelo específico para el dosel urbano:** con 15 subcapas verticales en el primer kilómetro, 32 subcapas en los primeros 5 *km*, 44 en los 15 *km*. Esta configuración mostró ser muy inestable desde el punto de vista numérico, y requiere un paso temporal en el algoritmo de por lo menos 40 *s*. Estas características hacen que el proceso de cálculo sea más costoso en términos computacionales.
- b) **WRF-urbano con parámetros por defecto:** 10 capas en los primeros 1.5 *km* de atmósfera, 20 subcapas a 5 *km* y 44 a los 15 *km*. Se elige el modelo de dosel de una sola capa para la zona urbana, el cual no permite discretizar a voluntad las subcapas de cálculo en la atmósfera baja. La configuración es estable con intervalos temporales de cálculo de 60 *s*.
- c) **WRF-urbano con parámetros morfométricos propios del Valle de Aburrá:** la misma configuración vertical y de cálculo del escenario anterior. Sólo difiere en los parámetros urbanos incluidos en la tabla 5.9.

No sobra decir que el anidamiento corresponde a los mismos cuatro dominios presentados anteriormente (primera parte del capítulo) y que la información de entrada al WRF procede de los archivos *NCEP FNL (083.2)*, descargada de rda.ucar.edu.

Las Figuras 5-10 y 5-11 contrastan los resultados del WRF con los de las series *GM* y *LIDAR* respectivamente. Los valores de altura de capa límite del modelo corresponden al promedio calculado para un subdominio de $3 \times 3 = 9$ celdas, centradas en la celda de la torre SIATA. Las tres columnas corresponden a los esquemas YSU, MYJ y ACM2; los índices a, b, c indican los escenarios de configuración correspondientes; y en cada recuadro se incluyen

los errores cuadrático medio.

En suma, entre todas las combinaciones (de capa límite, escenarios y datos de referencia), aquella que compara los datos del GM con el WRF-urbano más los parámetros morfométricos propios del área metropolitana (tabla 5-8) más el esquema de capa límite ACM2 es la que produce errores menores. En efecto, lo primero que hay que anotar es el mejor ajuste entre los datos del modelo numérico y los datos del GM, respecto de los cuales el LIDAR presenta errores del 8 % al 76 %.

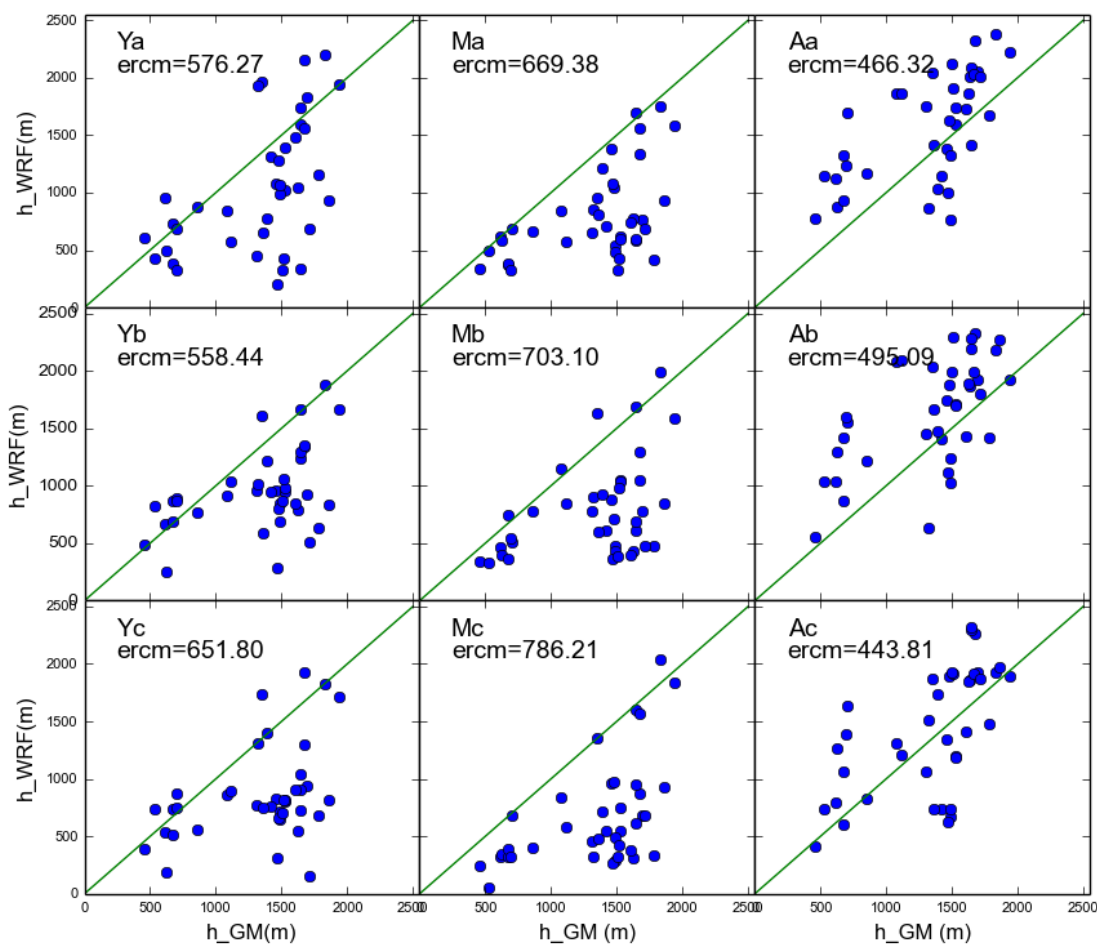


Figura 5-10.: Comparación entre los resultados del WRF y los datos GM, para los tres escenarios de modelación (a,b,c) y los tres esquemas de capa límite (de izquierda a derecha: YSU, MYJ y ACM2).

Por otra parte, es un hecho que el esquema ACM2 tiene la particularidad de producir valores de h_{CM} de mayor magnitud que los otros dos esquemas. Es como si YSU y MYJ cargaran con errores de sesgo que les impide la normal expansión de la capa límite. Xie *et al.* (2012) encontraron algo similar cuando aplicaron estos esquemas a la región del delta del río de las

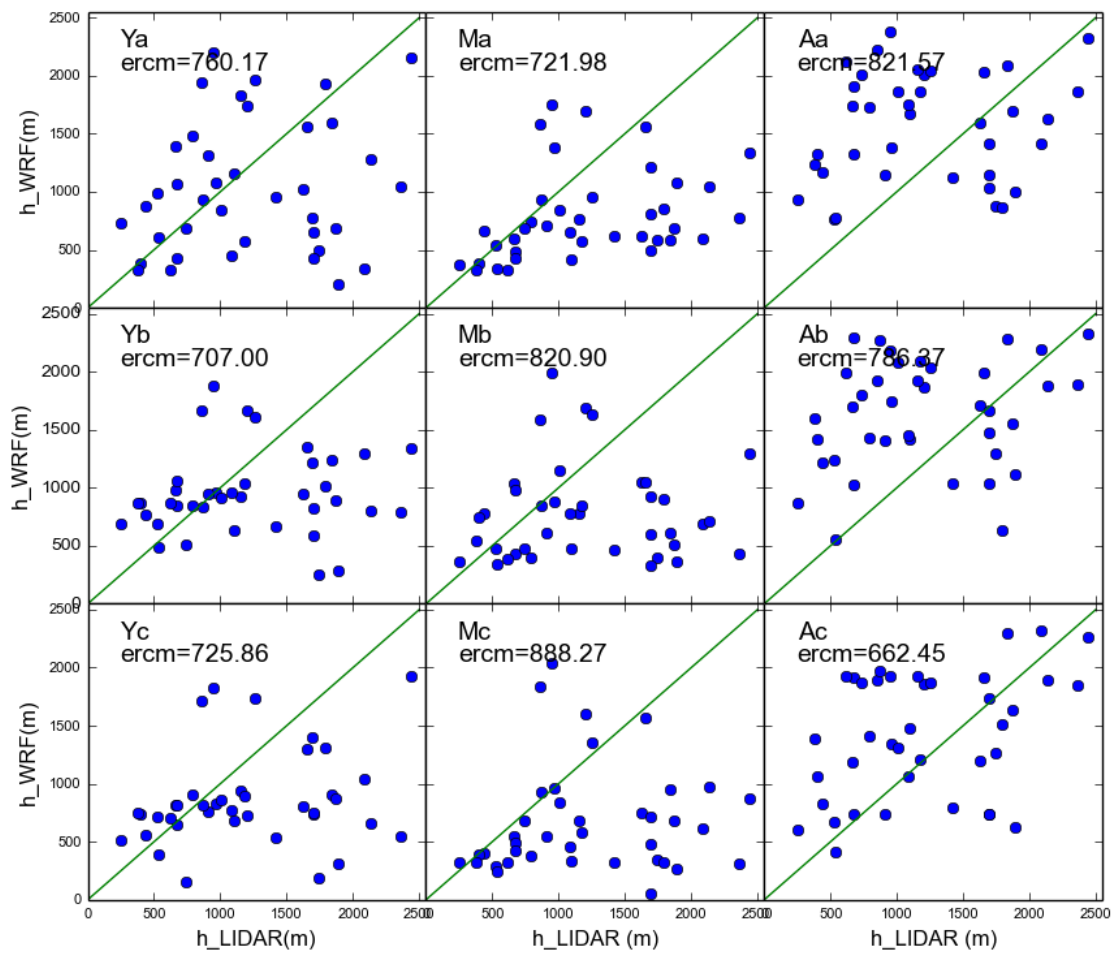


Figura 5-11.: Comparación entre los resultados del WRF y los datos LIDAR, para los tres escenarios de modelación (a,b,c) y los tres esquemas de capa límite (de izquierda a derecha: YSU, MYJ y ACM2)

Perlas, al sur de China: en general los esquemas locales (como el MYJ) conducen a estimativos de la altura de la capa límite muy bajos, mientras que los esquemas no-locales YSU y ACM2 expanden mejor. Además, estos autores encontraron que el ACM2 es superior al YSU en relación con la simulación del comportamiento de la capa límite, y plantean que esto puede tener relación con: a) las incertidumbres en la definición del valor crítico del número de Richardson aproximado, b) las diferencias en el rango vertical hasta el cual se aplica el criterio del número de Richardson bajo condiciones inestables, c) el hecho de que las temperaturas del aire tienden a ser más cálidas en las simulaciones del ACM2, lo cual favorece la mayor expansibilidad de la capa límite.

Un tercer punto a resaltar es el aporte que hacen los parámetros morfométricos propios del área geográfica en cuestión para lograr un mejor desempeño del modelo. A este propósito se observa que el segundo mejor comportamiento en la figura **5-10** corresponde al ACM2 sin dosel urbano y que la diferencia del error cuadrático entre estos dos mejores es de apenas 5%. Con un resultado así se estaría incluso tentado a decir que todas las complejidades inherentes a la urbanización del ARW bien podrían ahorrarse a cambio de tan “poca” diferencia porcentual. Coincidiríamos con esta posición si no fuera porque, de una parte, el escenario-a (es decir, sin el dosel urbano) es muy inestable y demandante en recursos computacionales, como ya se ha dicho; y, adicionalmente, porque apenas hemos evaluado las ventajas del escenario-c en relación con la altura de la capa convectiva, quedando pendiente el análisis del comportamiento de las variables en superficie. La figura **6-4** reúne lo dicho a propósito de la comparación entre el GM y el ACM2, escenario-c: aunque la dispersión sigue siendo importante, los puntos se distribuyen con buen balance a lado y lado de la recta de ajuste perfecto.

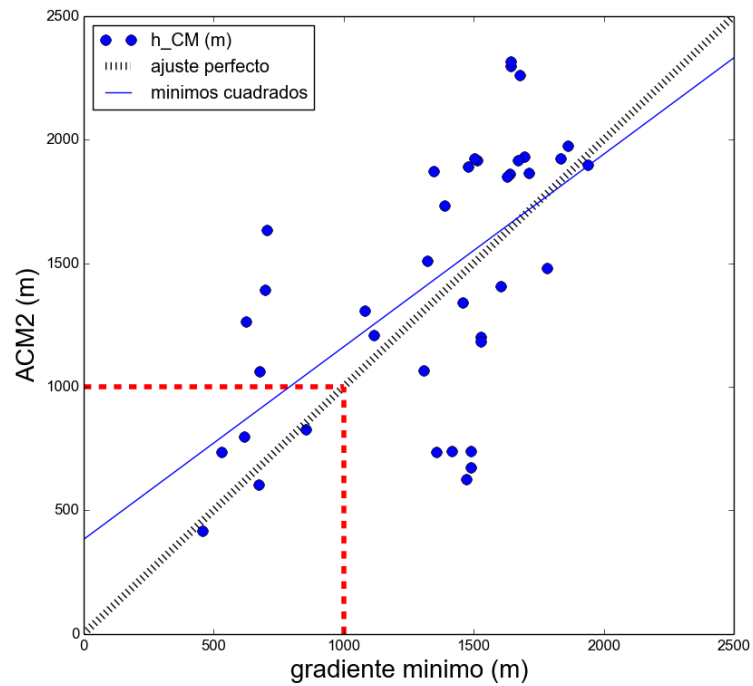


Figura 5-12.: Contraste entre los valores de h_{CM} (m) estimados con el WRF-urbano y los datos GM . Los resultados del WRF corresponden al esquema de capa límite ACM2 en el escenario c (morfometría propia del valle). Las líneas rojas señalan el posible valor “umbral” de la capa de mezcla.

6. Capa de mezcla en el Valle de Aburrá

“Porque reina hoy un cierto desprecio, en nuestros círculos epistemológicos, por lo que se acostumbra llamar “el dato” o el “número”. Se lo presenta huérfano de sentido, tirado ahí, esperando que lo ilumine el hermeneuta desde la teoría. Un dato no es una tal cosa. Un dato es un abanico de señales que buscan un intérprete, un punto fijo en torno del cual gravita la especulación teórica. Las letras de la escritura de la Naturaleza son los datos, es con ellos con los que se construye la idea misma de cambio, de continuidad, de evolución, de permanencia de la naturaleza de las cosas”

— Jorge Alberto Naranjo

6.1. Estudios previos

No son muchos los estudios sistemáticos sobre la capa límite atmosférica del Valle de Aburrá. Se han hecho sí algunos intentos, como el trabajo de Ríos (2001) tratando de simular el rompimiento matinal de la estabilidad atmosférica en el valle mediante un modelo puntual desarrollado por el profesor C. Whiteman (1980). Este modelo fue retomado posteriormente por Rendón (2007), quien construyó un algoritmo para representar la variabilidad espacial y temporal de la evolución de la capa límite atmosférica local, una investigación que seguramente motivó los estudios realizados después por la misma investigadora a propósito de topografías “sintéticas” (Rendon, 2014). Mejía (2002) y Pérez (2008), en cambio, quisieron aportar al entendimiento de los patrones de circulación atmosférica en el valle, el primero con un enfoque algo más conceptual, el segundo mediante simulación numérica utilizando el modelo RAMS.

Dos problemas técnicos subyacían a estas investigaciones: en primer lugar, la carencia de recursos para la medición o monitoreo de variables atmosféricas en la vertical que, hasta hace poco más de tres años, era casi completa. Las fuentes de información disponibles se referían a estaciones en superficie, propiedad de IDEAM, de EPM o del Área Metropolitana del Valle de Aburrá, cuya ubicación reflejaba un interés o bien “climático” o en todo caso sin correspondencia clara con criterios específicos de medición para ambientes urbanos. Por otro lado, los ejercicios de modelación numérica podían dar prueba todos ellos de los muy encomiables esfuerzos para simular procesos meteorológicos en una topografía tan compleja como la antioqueña, pero todavía no se encontraba un modelo propiamente urbano que

abriera la posibilidad de contextualizar los dominios de análisis en el área metropolitana, de modo que incluyeran sus especificidades morfométricas, de materiales, etc. Entre estos dos problemas, sin embargo, tal vez el mayor obstáculo seguía siendo el de la información: sin datos el análisis no podía avanzar, ni las simulaciones podían considerarse confiables en tanto no hubiera cómo validarlas.

La superación progresiva de las mencionadas falencias de información parece ahora más evidente. Dos trabajos resumen bien el estado actual del monitoreo atmosférico en el Valle de Aburrá, a los cuales ya nos referimos en el capítulo anterior. El primero es la tesis de doctorado de Nisperuza (2015), investigador del grupo GLEO, quien usó un LIDAR y un fotómetro solar en su trabajo. El segundo es la tesis de magister de Herrera (2015), quien utilizó los equipos de la red de monitoreo del Sistema de Alerta Temprana del Valle de Aburrá (SIATA). Las conclusiones de este par de trabajos aportan una visión más completa y convincente de la altura de la capa límite local que todo cuanto hasta el momento se había publicado al respecto para esta región.

En lo que sigue, presentaremos nuestra visión del comportamiento de la capa de mezcla en el Valle de Aburrá a partir de análisis basados, principalmente, en simulaciones numéricas con el WRF. Antes de avanzar en esta dirección, sin embargo, considérese la Figura **6-1**, adaptada de Fiedler *et al.* (1987), la cual representa un modelo conceptual de los procesos de cambio que sigue la CM en terrenos montañosos, referencia útil para explicar algunas posibles “inconsistencias” en los estimativos de la altura de la capa de mezcla que veremos a continuación. Según este modelo -en correspondencia con lo dicho en el Capítulo 3- durante la noche y a primeras horas de la mañana predominan las condiciones de estabilidad atmosférica y el aire frío se deposita al interior de los valles. Cuando aumentan los flujos de calor sensible en superficie, comienza a desarrollarse una capa límite convectiva, que tiende a crecer más rápido sobre los picos de las montañas, debido a que los vientos anabáticos drenan y socavan la capa en la base del valle. Cuando la capa alcance el estado de mayor expansión -otros efectos al margen- se pudiera esperar que cubra el terreno siguiendo sus ondulaciones. Sin embargo, la evolución de la capa también depende de otros factores: balance de energía en superficie, estabilidad estática local y circulaciones de escala local y microescala (Steyn *et al.*, 2013). Estos movimientos atmosféricos tienden a producir una “capa de aerosoles” sobre la capa de mezcla, de altura más o menos uniforme, compuesta por vapor de agua y material particulado. Comparada con la capa de mezcla, en la capa de aerosoles los niveles de energía cinética turbulenta deben ser, por definición, prácticamente nulos, por lo cual presenta una menor variabilidad de sus características en el espacio-tiempo.

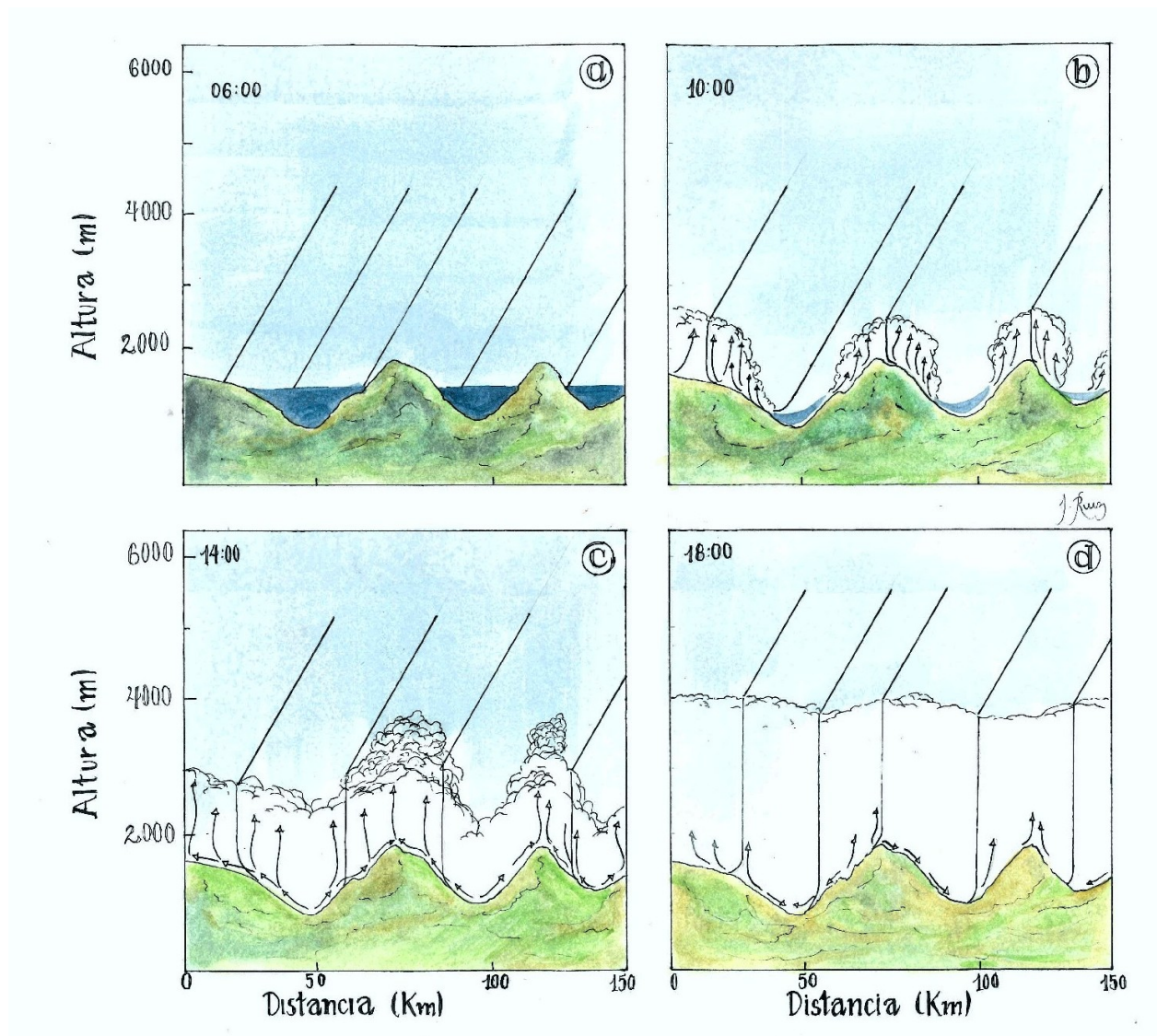


Figura 6-1.: Modelo conceptual de Fiedler *et al.* (1987) que representa el estado de la capa de mezcla a diferentes horas del día: (a) en la noche, (b) a media mañana, (c) al comienzo de la tarde, (d) al caer la tarde (adaptado a partir de Steyn *et al.* (2013). Ilustración de J.A.Ruiz.

6.2. Variabilidad espacial de la h_{CM} en el Valle de Aburrá

En terrenos tan complejos y poblados como el del Valle de Aburrá, es natural preguntarse por la variabilidad espacial de la capa límite atmosférica y de la capa de mezcla. Puesto que la altura de la capa de mezcla depende de procesos en superficie, una aproximación al análisis de su comportamiento espacial puede partir, en principio, de información topográfica, de coberturas, usos del suelo, radiación neta, flujos de calor sensible, precipitación, entre otras variables “directas”; o, en su defecto, de información proveniente de sensores remotos para el monitoreo de la capa. Sin embargo, dada la escasez de información espacialmente distribuida en el caso que nos ocupa, tiene mucho sentido recurrir a un modelo numérico para explorar dicha variabilidad espacial, siempre y cuando esté sustentado en ejercicios de validación. En lo que sigue usaremos simulaciones de h_{CM} a partir del WRF-urbano, a sabiendas de las incertidumbres que aún subsisten en relación con su desempeño, pero confiados en que este modelo nos puede dar algunas señales clave sobre el comportamiento convectivo de la capa.

En primer lugar, la Figura **6-2** muestra los resultados de h_{CM} según el WRF-urbano (esquema de capa límite YSU, parámetros urbanos por defecto) en un corte transversal y a lo largo del Valle de Aburrá, para el día 19 de mayo de 2015 (día seco). Como era previsible, la altura de la capa es mínima en las transiciones de la mañana y de la tarde (6:00 y 18:00 horas locales), en momentos en que el ángulo de declinación del Sol está tan próximo al horizonte que, por sectores, las montañas pueden bloquear la radiación solar en superficie. En contraste, en las horas de pleno Sol (de las 8:00 a las 16:00 en la figura **6-2**), la capa de mezcla se expande hasta alcanzar su mayor altura cerca de las 14:00 horas, hora en la cual la h_{CM} es bastante uniforme. Se observa para la fecha cómo la capa de mezcla logra superar la altitud de los picos laterales.

El corte transversal del dominio (a la izquierda en la figura **6-2**) cruza de este a oeste por una latitud cercana a la del centro urbano de la ciudad de Medellín. En la transición entre la noche y el día se insinúa una tendencia de la capa de mezcla a tener mayor desarrollo en las cumbres de las montañas; luego el espesor de la capa es más parejo, y entre las 12:00 y las 16:00 la CM al interior del Valle de Aburrá presenta un engrosamiento muy particular, que seguramente no tiene nada que ver con la altitud del terreno, puesto que nada semejante ocurre ni en San Nicolás ni en el valle del río Cauca. Con excepción de lo mostrado para el área metropolitana, el comportamiento se corresponde bastante bien con el modelo conceptual de Fiedler *et al.* (1987).

La evolución de h_{CM} a lo largo del valle es también muy interesante. La Figura **6-2**, derecha, muestra que la expansión de la capa convectiva en las horas de la mañana es más o menos pareja. Llama la atención el comportamiento en inmediaciones de la cabecera municipal de Caldas (ramal sur), donde la CM responde y se expande con prontitud; aunque se estabiliza

luego, con mínimas variaciones en altura, mientras en el resto del valle continúa su expansión. Apenas entre las 12:00 y las 16:00 la h_{CM} supera con cierta holgura los picos laterales, e interactúa de manera directa con los vientos Alisios. A diferencia de lo que ocurre a la hora de mayor expansión (ocurrida a las 14:00), cuando la CM es bastante uniforme, en las horas de la tarde su altura manifiesta muchas irregularidades, probablemente relacionadas con la compleja variabilidad de la sección transversal del valle en su recorrido, así como con la presencia de los climatopos urbanos.

Con el propósito de identificar el efecto propiamente urbano en el comportamiento espacial de la CM, se realizaron algunos experimentos numéricos adicionales. En este caso se sustituyeron todas las celdas identificadas como “urbanas” por celdas recubiertas por hierba, y se corrió el modelo WRF para la fecha del 19 de mayo de 2015, con un esquema de capa límite YSU, en los mismos dominios de anidamiento. Los resultados de este ejercicio se resumen en la Figura **6-3**, donde se incluyen sólo las celdas correspondientes a la zona más urbanizada del Valle de Aburrá, dejando de lado los dos ramales, sur y noreste. A la izquierda en la figura se muestra el corte transversal (este-oeste) que pasa por el centro de Medellín, a la derecha el corte longitudinal. En el corte transversal, la secuencia que va de las 6:00 a las 18:00 hora local, muestra que la mayor diferencia de h_{CM} se presenta para las celdas al occidente de la ciudad, durante la transición de la tarde, cuando el Sol empieza a declinar; como era de esperar, en los bordes laterales los resultados de las dos simulaciones tienden a coincidir. Las diferencias parecen más evidentes en el corte longitudinal: diríamos, en pocas palabras, que la manera como se llega y se sale del estado de mayor expansión (12:00 y 16:00 horas) tiene relación con el hecho de asumir o no el dominio urbanizado: si bien ambos casos evolucionan al principio muy parejos, cayendo la tarde la capa de mezcla urbana tiende a permanecer más expandida que el dominio tipo “pradera” (en algunos puntos la diferencia supera el 100% en la altura). Además, encontramos en esta figura un resultado sorprendente: el estado de máxima expansión de la capa convectiva no depende de si hay o no una ciudad en la superficie.

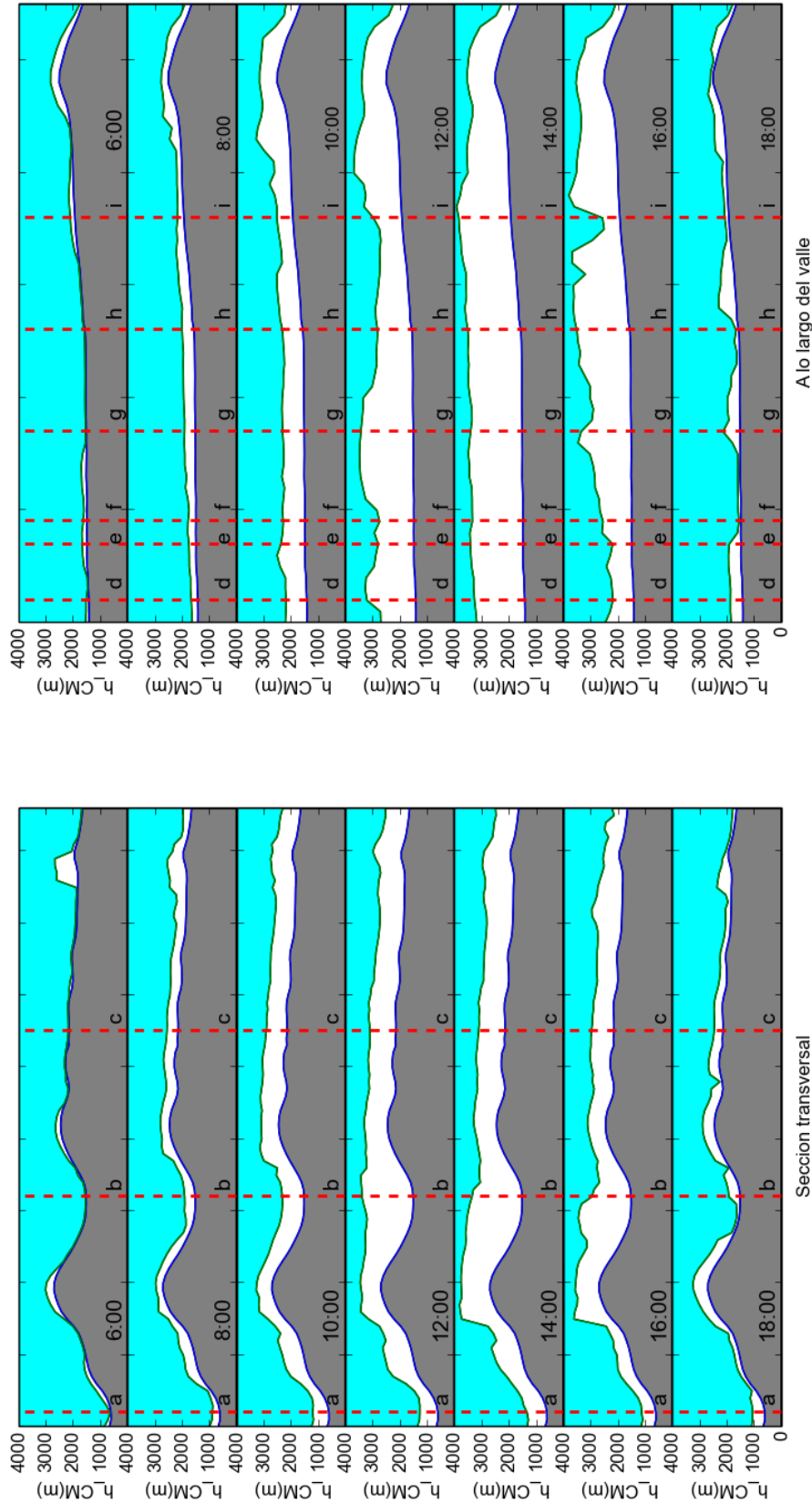


Figura 6-2.: Perfil vertical de la atmósfera baja del Valle de Aburrá y sus alrededores en las horas de Sol, desde las 6:00 hasta las 18:00. En gris aparece el perfil topográfico, en azul la atmósfera libre y en blanco la capa límite convectiva (CM). A la izquierda el corte es este-oeste, a la derecha es a lo largo del valle. Las secciones corresponden a distintos valles y poblaciones: a) valle del río Cauca, b) Valle de Aburrá, c) Valle de San Nicolás, d) Girardota, e) Copacapaba, f) Bello, g) Centro de Medellín, h) Itagüí, i) Caldas. Simulaciones con WRF-urbano para 19 de marzo 2015

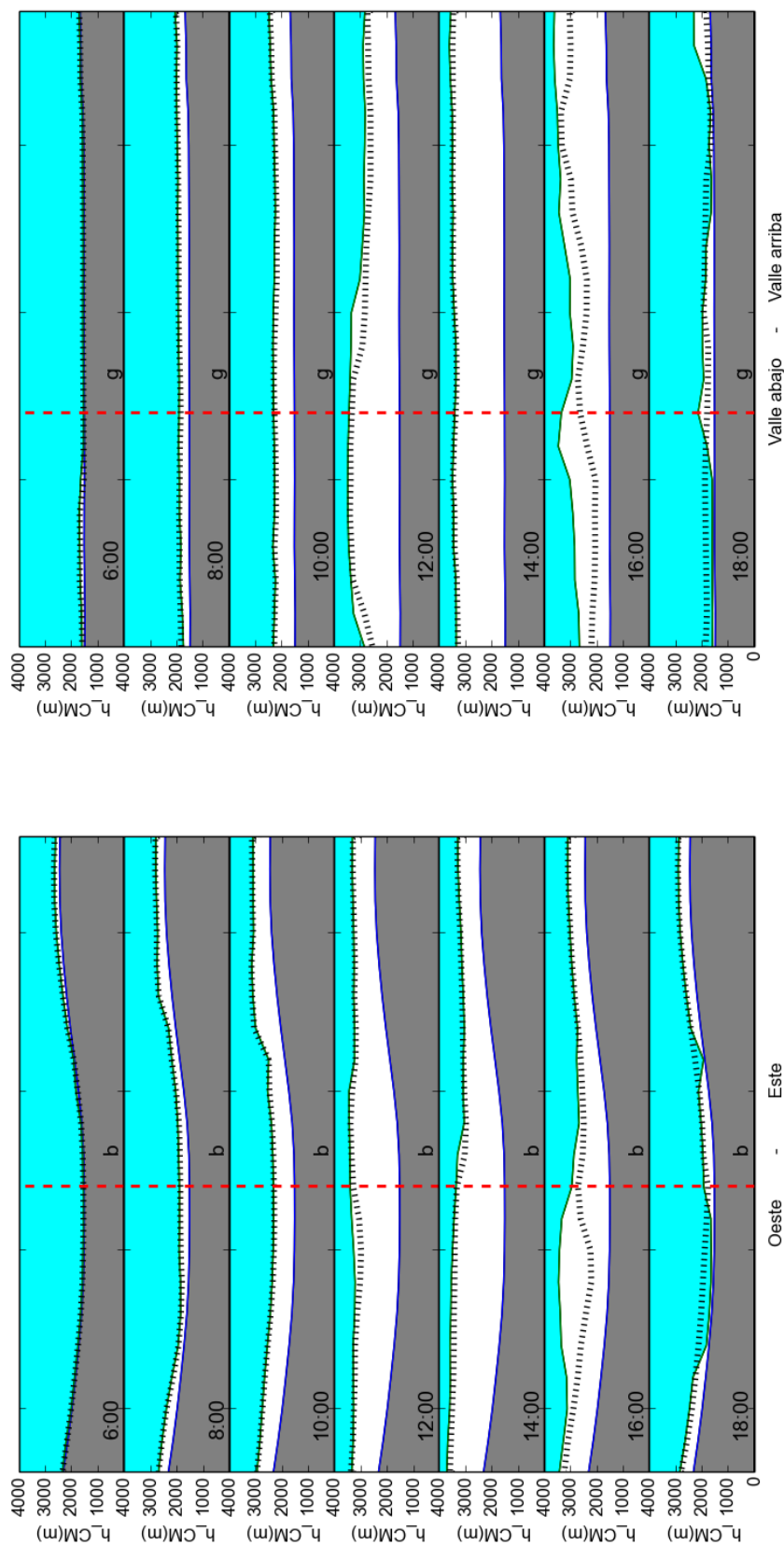


Figura 6-3.: Perfil vertical de la atmósfera sobre la ciudad de Medellín (sección g) y municipios vecinos del Valle de Aburrá (sección b) en las horas de Sol (desde las 6:00 hasta las 18:00). En gris aparece el perfil topográfico, en azul la atmósfera libre y en blanco la capa límite convectiva (CM); la línea punteada representa la h_{CM} no-urbana. A la izquierda la sección vertical es este-oeste, a la derecha es sur-norte. Simulaciones con WRF-urbano para 19 de marzo 2015

Ahora bien, con el fin de hacer una evaluación más detallada de la variabilidad espacial de la h_{CM} en el Valle de Aburrá conviene apoyarse en una primera aproximación a los climatopos que componen el área metropolitana, ya que el concepto de las ZCL, para el efecto, no parece ser el más apropiado. La Figura 6-4 muestra las celdas urbanas del valle, al interior de las cuales aparecen los valores de f_{urb} , siempre por encima de 0.3. La composición por colores corresponde más o menos a lo indicado en la Figura 2-14, donde se identifican unas 12 áreas con características topográficas y constructivas diferentes. Concretamente se señalan 10 climatopos en la zona más urbanizada del valle (Medellín y municipios vecinos) y dos ramales: el noreste o del valle abajo, que incluye las poblaciones de Barbosa, Girardota y Copacabana; y el ramal sur, valle arriba, que corresponde al municipio de Caldas.

La Tabla 6-3 reúne información específica acerca de cada uno de los climatopos mencionados; básicamente nombre y código (primera columna), los parámetros de área, cobertura urbana (valor medio y desviación muestral de f_{urb}) y número de niveles más característicos de las edificaciones (Ed). Los datos de cobertura urbana se obtuvieron a partir del análisis de imagen presentado en el numeral 5.2.1 (basado en ortofotos y satélites), mientras que los datos de edificaciones provienen de la información presentada en el capítulo 2. Se sugiere complementar y actualizar en un futuro dicha columna con valores de materiales de construcción, factores de apertura del espacio aéreo (*Sky View Factor*), entre otros.

La tercera columna de la Tabla 6-3 corresponde a unas celdas que llamaremos “representativas”, en tanto que su cobertura y patrones de urbanismo pudieran considerarse cercanos al promedio en cada climatopo. Aunque se buscó que estas celdas quedaran lo más centradas posible en la respectiva zona, no siempre este criterio era viable, así que la ubicación final se basó más en que f_{urb} alrededor de cada celda, así como los usos del suelo, se pudieran considerar realmente representativos de la zona, para lo cual se precisó de un chequeo visual adicional sobre una imagen de satélite. La columna incluye las coordenadas (X,Y) correspondientes a los bordes de la Figura 6-4, las coordenadas geodésicas, el f_{urb} promedio y la altitud promedio de la celda representativa y sus vecinas inmediatas. Finalmente, la última columna de la figura es una breve descripción del climatopo en cuestión.

El paso siguiente consiste en extraer los resultados de h_{CM} para las distintas celdas representativas; o, mejor dicho, para el recuadro de 3x3 celdas centrado en cada celda representativa, con el fin de suavizar los valores específicos de una celda en particular, usando información de su entorno inmediato. Retomamos aquí las 15 fechas secas identificadas entre mayo de 2008 y junio de 2009 (Tabla 5.2), las cuales sirvieron para el análisis de validación del WRF-urbano en superficie. Estas fechas tienen dos características importantes: corresponden a un periodo hidrológico normal (sin El Niño ni La Niña) y está probado que en esos días no hubo precipitación significativa en ninguna parte del valle. Por otro lado, en el capítulo anterior se concluyó que la configuración hallada en el numeral 5.1.6, más el esquema ACM2 de capa



Figura 6-4.: Mapa de climatopos para el área urbana del Valle de Aburrá, cada uno identificado con diferentes colores. Las celdas enmarcadas en negro se consideran las más “representativas” dentro de cada climatopo y los números corresponden a la fracción urbana real de cada celda (f_{urb}).

Tabla 6-1.: Caracterización de los climatopos urbanos del Valle de Aburrá.

Nombre	Parámetros	Celda representativa	Descripción
Bello (B)	$\text{Área} \sim 10 \text{ km}^2$ $f_{urb} = 56,6$ $\sigma(f_{urb}) = 13,9$ $3 < E_d < 6$	Coord(X,Y)=(35, 56) (Lat,Long)=(6,3416, -75,5603) $\langle f_{urb} \rangle = 63,0$ Alt=1660 <i>msnm</i>	Al norte de Medellín. Sus celdas están en su mayoría en predios de la cuenca La García. En la zona más baja predominan usos del suelo comercial, industrial y vial. Remoción del CAPE
Noroccidental (NW)	$\text{Área} \sim 16 \text{ km}^2$ $f_{urb} = 57,1$ $\sigma(f_{urb}) = 16,1$ $3 < E_d < 6$	Coord(X,Y)=(33, 49) (Lat,Long)=(6,2786, -75,5784) $\langle f_{urb} \rangle = 58,1$ Alt=1541 <i>msnm</i>	Comunas al noroccidente de Medellín. Construcción en laderas de uso predominantemente residencial, de baja altura.
Nororiental (NE)	$\text{Área} \sim 16 \text{ km}^2$ $f_{urb} = 62,6$ $\sigma(f_{urb}) = 15,4$ $3 < E_d < 6$	Coord(X,Y)=(36, 50) (Lat,Long)=(6,2876, -75,5512) $\langle f_{urb} \rangle = 62,4$ Alt=1831 <i>msnm</i>	Comunas al nororiente de Medellín. Construcción en laderas de uso predominantemente residencial de baja altura.
Occidental (W)	$\text{Área} \sim 31 \text{ km}^2$ $f_{urb} = 55,7$ $\sigma(f_{urb}) = 13,2$ $3 < E_d < 11$	Coord(X,Y)=(30, 44) (Lat,Long)=(6,2337, -75,6055) $\langle f_{urb} \rangle = 54,6$ Alt=1524 <i>msnm</i>	Comunas al occidente de Medellín. Gran parte corresponde a terrenos sobre pendiente suave colindantes con barrios de ladera en el extremo occidental. La variabilidad de la altura de las edificaciones es significativa.
Centro (C)	$\text{Área} \sim 7 \text{ km}^2$ $f_{urb} = 74,0$ $\sigma(f_{urb}) = 9,2$ $6 < E_d < 18$	Coord(X,Y)=(34, 46) (Lat,Long)=(6,2516, -75,5693) $\langle f_{urb} \rangle = 67,9$ Alt=1625 <i>msnm</i>	Centro de la ciudad de Medellín con predomios de uso comercial e institucional. Alto porcentaje de cobertura urbana. Fuertes emisiones de contaminantes a la atmósfera asociados principalmente a circulación vehicular.

Tabla 6-2.: Caracterización de los climatopos urbanos del Valle de Aburrá.

Nombre	Parámetros	Celda representativa	Descripción
Oriental (E)	<p>Área $\sim 10 \text{ km}^2$</p> <p>$f_{urb} = 54,1$</p> <p>$\sigma(f_{urb}) = 14,8$</p> <p>$E_d < 11$</p>	<p>Coord(X,Y)=(36, 44)</p> <p>(Lat,Long)=(6,2337, -75,5512)</p> <p>$\langle f_{urb} \rangle = 61,3$</p> <p>Alt=1849 <i>msnm</i></p>	Cuenca de la quebrada Santa Elena. Colinda con el centro de la ciudad de Medellín. Gran variabilidad en la altura de las edificaciones, bajas y medianamente bajas, con predominio de construcciones de uso residencial.
Industrial (I)	<p>Área $\sim 11 \text{ km}^2$</p> <p>$f_{urb} = 69,6$</p> <p>$\sigma(f_{urb}) = 8,3$</p> <p>$3 < E_d < 6$</p>	<p>Coord(X,Y)=(31, 38)</p> <p>(Lat,Long)=(6, 1797, -75, 5965)</p> <p>$\langle f_{urb} \rangle = 63,9$</p> <p>Alt=1551 <i>msnm</i></p>	Corredor industrial, comercial, vial y de bodegas que avanza paralelo al canal del río, desde el centro de Medellín hacia el sur. Alto porcentaje de cobertura urbana. Fuertes emisiones de contaminantes a la atmósfera.
Suroccidental (SW)	<p>Área $\sim 13 \text{ km}^2$</p> <p>$f_{urb} = 44,7$</p> <p>$\sigma(f_{urb}) = 11,5$</p> <p>$3 < E_d < 6$</p>	<p>Coord(X,Y)=(27, 36)</p> <p>(Lat,Long)=(6,1617, -75,6327)</p> <p>$\langle f_{urb} \rangle = 46,0$</p> <p>Alt=1738 <i>msnm</i></p>	Ocupada por las cabeceras municipales de Itagiú y la Estrella, y el corregimiento de San Antonio de Prado (Medellín). Situada en predios de la cuenca de la quebrada Doña María. Las dificultades de circulación atmosférica en este lugar se manifiestan en los altos niveles de contaminación del aire.
Sabaneta (Sb)	<p>Área $\sim 5 \text{ km}^2$</p> <p>$f_{urb} = 56,0$</p> <p>$\sigma(f_{urb}) = 10,3$</p>	<p>Coord(X,Y)=(30, 36)</p> <p>(Lat,Long)=(6,1617, -75,6055)</p> <p>$\langle f_{urb} \rangle = 64$</p> <p>Alt=1635 <i>msnm</i></p>	Predios del municipio de Sabaneta. Municipio rodeado por zonas industriales, de bodegas y por un eje vial de intenso tráfico vehicular. Problemática por polución.
Suroriental (SE)	<p>Área $\sim 19 \text{ km}^2$</p> <p>$f_{urb} = 70,7$</p> <p>$\sigma(f_{urb}) = 13,1$</p> <p>$18 < E_d < 26$</p>	<p>Coord(X,Y)=(33, 39)</p> <p>(Lat,Long)=(6,1887, -75,5784)</p> <p>$\langle f_{urb} \rangle = 54,9$</p> <p>Alt=1577 <i>msnm</i></p>	Ocupada por la cabecera municipal de Envigado y el sector El Poblado del municipio de Medellín. Al norte y centro de este sector predomina la construcción de edificios altos, aunque se conservan áreas verdes y la arborización. Al sur, la altura de las edificaciones disminuye.

Tabla 6-3.: Caracterización de los climatopos urbanos del Valle de Aburrá.

Nombre	Parámetros	Celda representativa	Descripción
Ramal noreste (rNE)	<p>Barbosa: $f_{urb} = 39$</p> <p>Girardota: $f_{urb} = 55$</p> <p>Barbosa: $f_{urb} = 36$</p>	<p>Barbosa:</p> <p>Coord(X,Y)=(48, 60)</p> <p>(Lat,Long)=(6,3775, -75,4426)</p> <p>$\langle f_{urb} \rangle = 54,9$</p> <p>Alt=1490 <i>msnm</i></p>	Ubicado al noreste de Bello, aguas abajo del río Medellín, donde se estrecha el valle. En cañón avanza en dirección noreste sin cambios de dirección importantes. Desde Bello hasta la desembocadura del río Grande este sector tiene unos 45 km de largo. En este tramo están ubicados los centros urbanos de Copacabana, Girardota Barbosa.
Ramal sur (rS)	<p>Celdas:</p> <p>$f_{urb} = 39$</p> <p>$f_{urb} = 18,4$</p>	<p>Coord(X,Y)=(27, 28)</p> <p>(Lat,Long)=(6,0898, -75,6327)</p> <p>$\langle f_{urb} \rangle = 44,0$</p> <p>Alt=1930 <i>msnm</i></p>	Ramo de unos 10 km en la parte alta de la cuenca del río Medellín. El valle es estrecho y la problemática por polución es considerable.

límite y los parámetros morfométricos propios del valle, fue la que mejor ajustó a los datos de la serie GM reportada por el SIATA, la más convincente de las 4 series de h_{CM} revisadas. Esta fue pues la configuración utilizada en las simulaciones de las 15 fechas secas que se reportarán a continuación.

La Figura 6-5 a la izquierda muestra la evolución de la variable para el día 13 de mayo de 2008; varias cosas interesantes se pueden decir al respecto. En primer lugar, resalta la marcada variabilidad espacial de la h_{CM} , siendo mayor para los dos ramales extremos, el noreste (el que más) y el sur, ambos con una configuración topográfica más estrecha que el resto del valle, lo cual explicaría en parte su comportamiento “distintivo”. En segundo lugar, los periodos de mayor estabilidad (durante la noche) evolucionan de modo muy parecido, con pequeñas diferencias atribuibles principalmente a las variaciones de altitud del terreno en torno a cada celda y, quizás, a efectos de islas de calor locales. La mayor variabilidad espacial aparece justamente en las horas de Sol, con algunas curvas sin superar o apenas superando el borde superior de las montañas laterales; esta mayor variabilidad ya se había puesto en evidencia en los ejercicios de validación del WRF (véase, por ejemplo, Figura 5-12), además de haber sido reportada en las tesis de Nisperuza (2015) y Herrera (2015). Finalmente, la capa límite convectiva en casi todas las curvas experimenta una extraña caída poco después del medio día, la cual no es atribuible a eventos de precipitación, por lo antes dicho en relación con los criterios de elección de las fechas consideradas, que fueron prácticamente secas. Volveremos sobre este punto más adelante.

Pero no siempre la evolución de h_{CM} es tan variable a lo largo y ancho del valle como lo fue para el 13 de mayo de 2008. La Figura 6-5 a la derecha, correspondiente a la fecha 27 de abril de 2009, muestra un haz de líneas que se mueven en fina consonancia, sobre todo durante las horas solares. En este caso ni siquiera los dos ramales del valle se sustraen a este patrón. La expansión de la CLA es bastante simétrica en torno al punto de máxima y en todos los casos se supera ampliamente la altura de las montañas circundantes.

Ahora bien, admitamos que la h_{CM} en los dos ramales (rNE y rS) no es la que más se aproxima a la evolución promedio de esta variable en el resto del valle. Así que, si se consideran sólo las celdas en el centro del dominio urbanizado (Medellín y municipios vecinos), quizás sea posible identificar un climatopo que tenga un comportamiento representativo de h_{CM} para los 10 climatopos centrales. Pensando en esto, se calcularon, para cada una de las 15 fechas secas, la curva “promedio” de evolución de los 10 climatopos centrales y las varianzas de cada climatopo con relación a esa curva de evolución media. Se clasificaron los climatopos de 1 a 10 por orden de magnitud de la varianza: por ejemplo, para el 13 de marzo de 2008, el climatopo Sb fue el más ajustado a la media (recibe calificación 1) mientras que el SE fue el más alejado (calificación 10). La evaluación de los puntajes acumulados sobre las 15 fechas secas se muestra en la Figura 6-6; entre mayor puntaje, la aproximación de la h_{CM} respecto del valor medio es menor. Desde este punto de vista se concluye que el climatopo C es el que mejor da cuenta del comportamiento medio de h_{CM} central del Valle de Aburrá, seguido de los climatopos NW y W . Es decir, si hubiera que elegir un sitio para ubicar un “sistema estimador de h_{CM} ” sería mejor localizarlo en C o en su defecto en NW o W , y en ningún caso se recomiendan los N , NE , I . De paso, se observa que el comportamiento de h_{CM} para NE es bien distinto que para NW , a pesar de que, desde el punto de vista del sistema ZCL estos dos climatopos comparten rasgos similares de urbanismo.

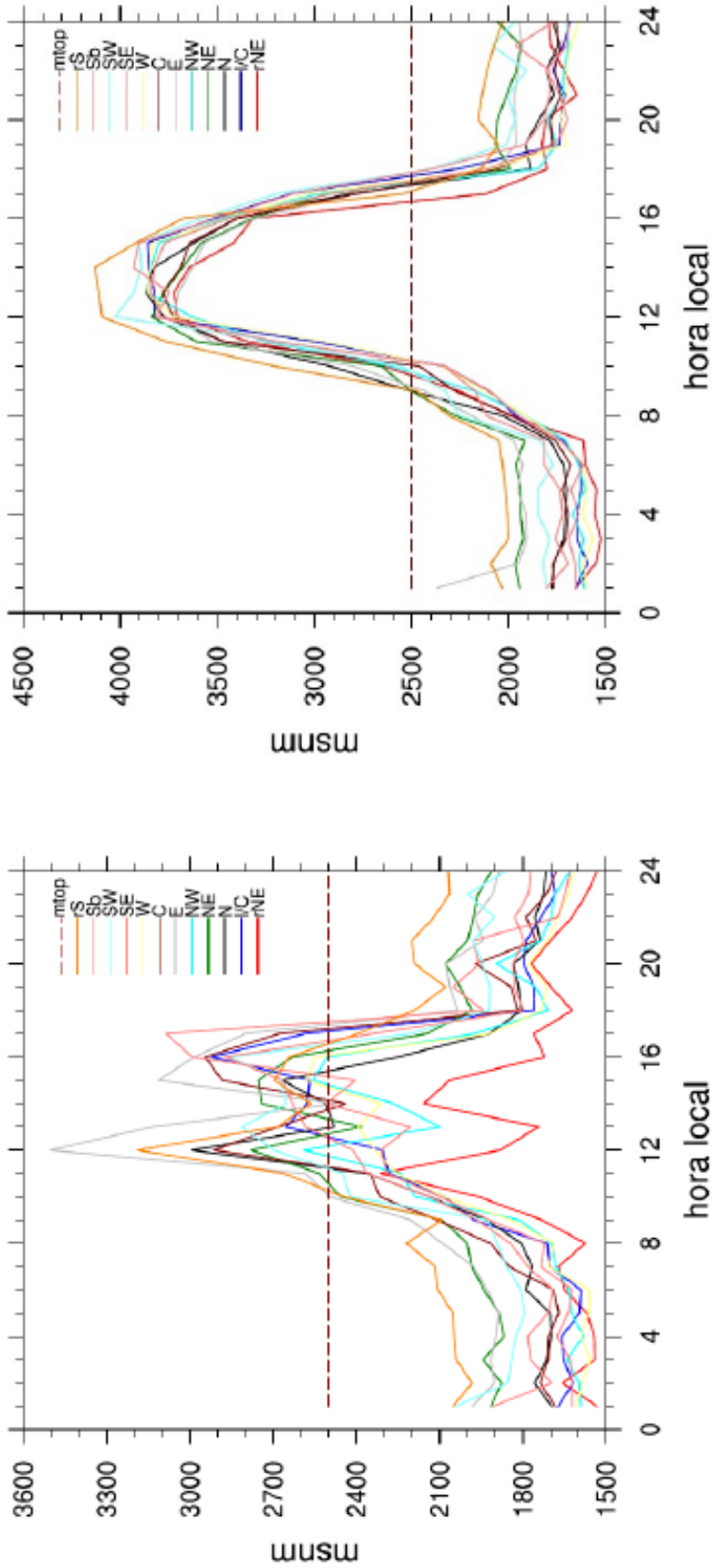


Figura 6-5-: Evolución diurna de h_{CM} en diferentes climatopos del Valle de Aburrá. La figura de la izquierda corresponde a resultados de la modelación para el 13 de mayo de 2008 y la de la derecha para el 27 de abril de 2009. La línea punteada horizontal indica la altitud promedio de los picos laterales del valle.

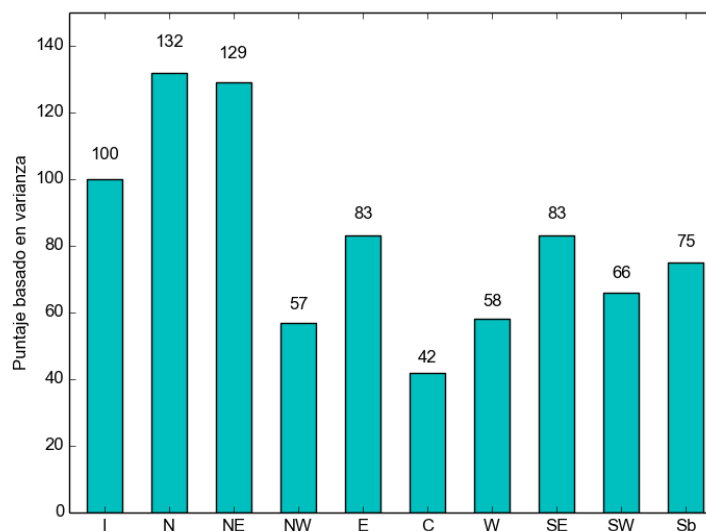


Figura 6-6.: Comparación de los niveles de varianza de h_{CM} en diferentes climatopos del Valle de Aburrá respecto del comportamiento medio. La evaluación se hizo con base en las 15 fechas secas que van del 13 de mayo de 2008 al 27 de junio de 2009.

La Figura 6-7 representa la h_{CM} para el día 8 de septiembre de 2008. La banda de confianza corresponde al área sombreada y la línea negra al comportamiento promedio de h_{CM} en Medellín y municipios vecinos; la línea azul, propia del climatopo del C , sigue de cerca la evolución media de la variable. Se observa cómo en el proceso de expansión, la banda de confianza se engrosa hasta llegar al punto de máximo, cosa que no ocurre en el tramo de decaimiento, que viene justo después de alcanzar el máximo. Esta es una evidencia adicional de la variabilidad de h_{CM} cuando alcanza su mayor estado de expansión.

6.3. Variabilidad temporal de la h_{CM} en el Valle de Aburrá

Un aspecto muy interesante de la variabilidad del ciclo diario de la capa límite se refiere a la altura máxima que puede alcanzar ésta a lo largo del año. Por supuesto, tratándose de una región tropical, la variación estacional de la radiación solar incidente sobre las coordenadas del Valle de Aburrá no es tan significativa, y posiblemente haya variables como la lluvia, la nubosidad y la topografía que pueden afectar de un modo más directo y determinante las posibles oscilaciones de la h_{CM} . Debemos tener en cuenta, además, que una expansión incompleta o débil de la capa de mezcla puede causar episodios de contaminación atmosférica en el área metropolitana; lo cual ocurre cuando h_{CM} no alcanza los 2500 msnm, que es la cota de las montañas vecinas. El chequeo de la evolución de h_{CM} en la coordenada del

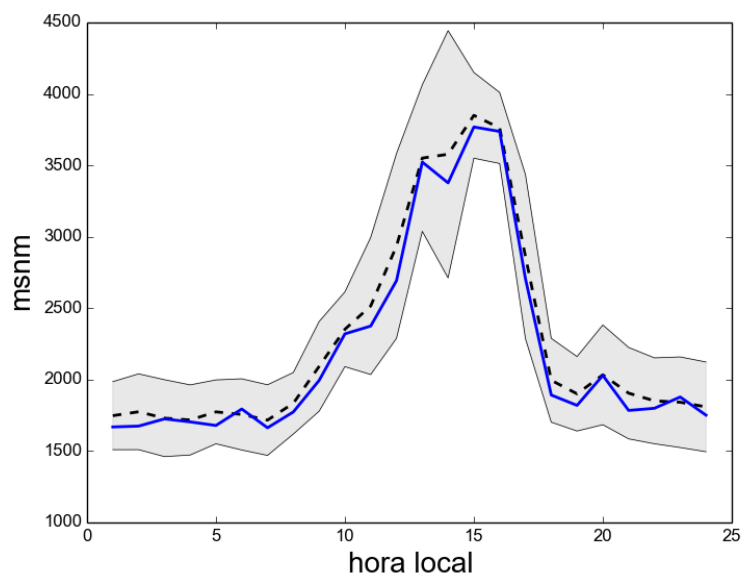


Figura 6-7.: Ciclo diario medio de h_{CM} para el día 8 de septiembre de 2008. La banda de confianza del 95 % corresponde al área sombreada y la línea punteada es el trazo medio, mientras que la línea continua muestra la evolución de la variable en el climatopo C .

climatopo C nos da una idea de cómo es el comportamiento de esta variable en días secos de un periodo hidrológico normal. Esto es lo que se ve en la Figura 6-8, donde las barras indican la máxima altura de la expansión en cada una de las quince fechas. El diagrama está distorsionado en el eje de abscisas puesto que las fechas consideradas no están igualmente espaciadas en el tiempo, pero de izquierda a derecha van en estricto orden de sucesión, desde la barra del 13 de mayo de 2008 (fecha 1) hasta la del 27 de junio de 2009 (fecha 15); los dos espacios vacíos intermedios corresponden a los meses de octubre de 2008 y mayo del 2009. Es decir que, lluvias al margen, las fechas de mayo 13 y diciembre 24 de 2008, febrero 1 y marzo 20 de 2009, son las que presentan una expansión más débil de la CM, sin que haya un argumento físico claro que explique este comportamiento; Herrera (2015) también encontró algo parecido para el mes de marzo del 2015. Un rasgo interesante de estas fechas de expansión débil es el aspecto enmarañado que tienen las curvas de h_{CM} para los diferentes climatopos, pues las del día 20 de marzo de 2009 recuerdan el melencudo aspecto de la Figura 6-5 (izquierda) correspondiente al 13 de mayo de 2008; el 24 de diciembre de 2008 es la excepción, ya que no sigue esta misma tendencia. Por consiguiente, habida cuenta de la alta variabilidad espacial de la CM, debe tenerse en cuenta que el comportamiento del climatopo C si bien es “representativo” en el sentido arriba señalado, no siempre es buen indicio de lo que ocurre con el resto de la h_{CM} en el valle.

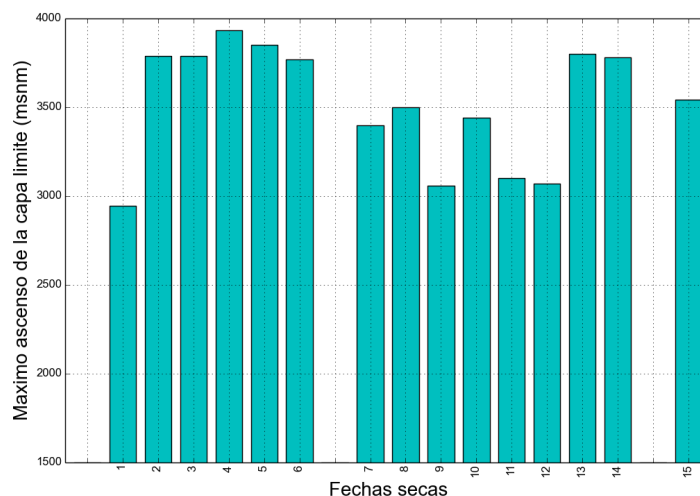


Figura 6-8.: Expansión máxima de h_{CM} para el climatoto C . Las barras corresponden a las siguientes fechas: (1) 13 mayo/2008, (2) 4 junio/2008, (3) 30 junio/2008, (4) 23 julio/2008, (5) 8 agosto/2008, (6) 8 septiembre/2008, (7) 10 noviembre/2008, (8) 9 diciembre/2008, (9) 24 diciembre/2008, (10) 26 enero/2009, (11) 1 febrero/2009, (12) 20 marzo/2009, (13) 6 abril/2009, (14) 27 abril/2008, (15) 27 junio/2009.

Quizás la alta nubosidad pueda debilitar la expansión de la CM, cosa que no podemos demostrar en este momento. Para probarlo se requiere un estudio sistemático de la intensidad de radiación solar incidente en superficie o, más específicamente, de los componentes del balance de energía superficial. El asunto no parece tan trivial, según sugieren las imágenes de la Figura 6-9, donde se muestra el patrón de evolución de h_{CM} en dos fechas de junio, la una del 2008 (izquierda) y la otra del 2009 (derecha). En ambas tenemos una expansión vigorosa de la CM que llega a alturas, en su punto de máxima, entre los 3500 msnm y los 4000 msnm, según el climatopo del que se trate, seguramente debido a que los flujos de calor sensible fueron similares. Llama la atención el contraste en el desarrollo de la capa convectiva: la del 4 de junio de 2008 asciende con una pendiente relativamente suave y alcanza el pico en varios de los climatopos casi al final de la tarde, principalmente en los del sur. El 27 de junio del 2009, en cambio, el proceso expansivo fue bastante más rápido, logra el pico y desciende más suavemente que en la fecha del año anterior. Sutilezas quizás, que merecen mayor análisis y atención en lo sucesivo.

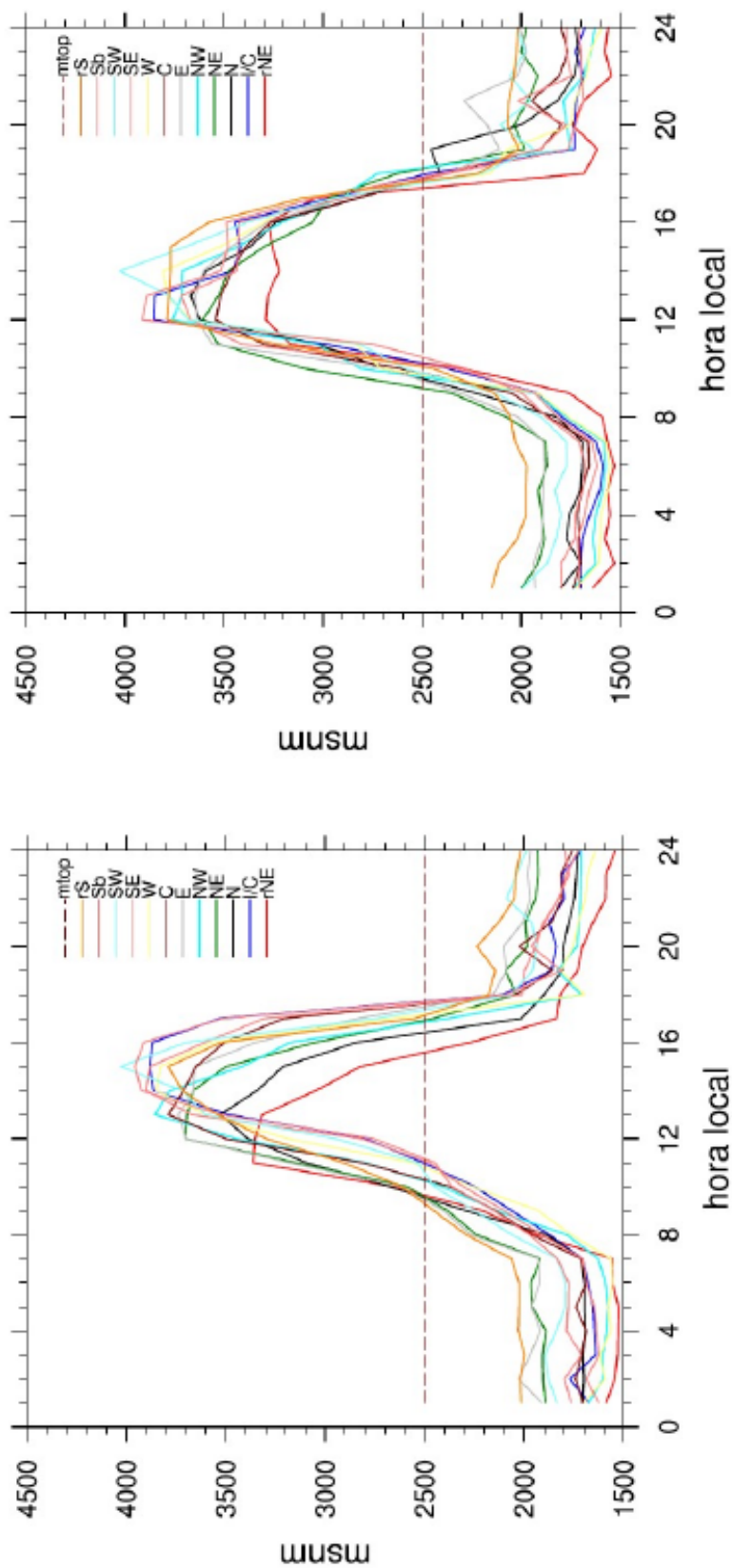


Figura 6-9.: Evolución diurna de h_{CM} en los climatopos del Valle de Aburrá. La imagen a la izquierda corresponde al 4 de junio de 2008 y la de la derecha al 27 de junio de 2009.

6.4. La h_{CM} y su relación con la calidad del aire en el Valle de Aburrá

Aunque no es el propósito de este trabajo ahondar sobre el tema de la calidad del aire en el Valle de Aburrá, es casi inevitable hacer referencia a este tema cuando se trata de la capa de mezcla urbana. En cierto sentido, el aire que mayormente respiramos no es tanto el de la “atmósfera” en general como el de la capa límite, en cuyo volumen quedan atrapados en escala de horas las emisiones dañinas o contaminantes.

En la Figura 6-8 se vio cómo la expansión máxima de la capa convectiva para el climatopo C fue menor en las fechas de mayo, febrero y marzo y mayor en las de abril, junio y julio. Por su parte, el laboratorio CALAIRE de la Universidad Nacional-Sede Medellín realizó para la autoridad ambiental local un análisis estadístico de la contaminación por material particulado en los diferentes puntos de la red de monitoreo de calidad del aire (con 18 puntos de monitoreo de PM10 y 9 para PM2.5). Después de remover la tendencia interanual de las series, se obtuvieron índices estacionales para cada punto de la red, los cuales muestran un patrón de comportamiento bimodal característico con índices de contaminación más altos para los meses de febrero, marzo y noviembre. La Figura 6-10, por ejemplo, corresponde a una estación situada en el centro de la ciudad de Medellín y representa el comportamiento típico: el pico del índice estacional para el primer semestre del año es mayor que el del segundo semestre, mientras que el tramo más bajo coincide con los meses de junio-julio. Es importante anotar que las series de material particulado no tienen un patrón que se reproduzca exactamente de estación a estación, ni tienen tampoco la misma cantidad de registros.

Diríamos que estos resultados confirman un hecho bien estudiado en otras ciudades del mundo. Esto es, que entre menor sea el punto de máxima expansión de la capa de mezcla mayor es la probabilidad de que se dispare la contaminación atmosférica en un lugar. Sin embargo surgen en este punto algunas preguntas, la primera de las cuales es, por supuesto, qué fenómeno físico afecta este comportamiento. En otras latitudes del planeta se ha podido relacionar el PM2.5 con variables como temperatura, humedad relativa, presión, vientos, déficit de flujos de calor sensible (C. Whiteman, Hoch, Horel, y Charland, 2014) y, por supuesto, con la precipitación. En nuestro caso, sin haber descartado otras posibilidades, lo más probable es que el régimen de concentración de material particulado esté de alguna manera relacionado con el ciclo de lluvias; entre otras cosas porque diversos análisis han mostrado cómo justamente el ciclo promedio anual de la lluvia en el Valle de Aburrá es también bimodal, con picos de precipitación en los meses de abril-mayo y octubre-noviembre (Poveda, 2006). Lo cierto es que la lluvia contribuye a que una parte de la radiación solar se invierta en flujo de calor latente a expensas del flujo de calor sensible en el balance de energía superficial, debilitando la expansión de la capa de mezcla, con lo cual disminuye el volumen disponible para la dispersión del material particulado. Y esto sería así de simple si no fuera porque a la lluvia

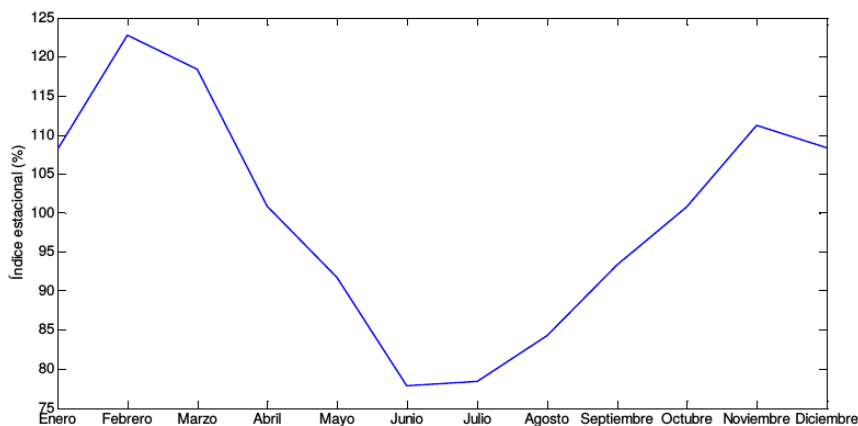


Figura 6-10.: Índice estacional para la serie de PM_{2.5} de la estación de monitoreo MED-MANT. Longitud de la serie: 2 años. Tomado de Univ. Nacional de Colombia Facultad de Minas Laboratorio de Calidad del Aire y Área Metropolitana del Valle de Aburrá (2015).

también se le atribuye un efecto de lavado de la atmósfera, capaz de reducir la presencia de contaminantes en el aire. La explicación final puede tener algo que ver con la hora a la cual llueve, pues si en un momento determinado el material particulado está muy concentrado, la lluvia podría “lavar” la atmósfera, pero si la precipitación ocurre cuando h_{CM} es alto (bajas concentraciones de material particulado) el efecto de limpieza puede no ser muy efectivo. Y, en efecto, Poveda (2015) muestra que las lluvias a comienzos del primer semestre y al final del segundo ocurren sobre todo en horas de la tarde, mientras que las lluvias de mediados del año ocurren con mayor frecuencia durante las noches.

Otra posible explicación al acoplamiento entre los ciclos anuales de lluvia y concentración de material particulado en el valle puede tener que ver con la disminución neta de la radiación solar incidente en superficie debido no tanto a las lluvias como a la presencia de masas nubosas que pasan permanentemente sobre el área metropolitana en cuestión. De hecho, el análisis de las 15 fechas secas muestra una variabilidad a lo largo del año, que no puede atribuirse a las lluvias pero que tampoco descarta la presencia de nubes. Esto se aprecia mejor en la Figura 6-12, donde se muestran dos casos extremos en la serie considerada: el 13 de mayo (véase la Figura 6-5), con mínima expansión de la h_{CM} , y el 27 de abril de 2009, uno de los que reportaron mayor expansión.

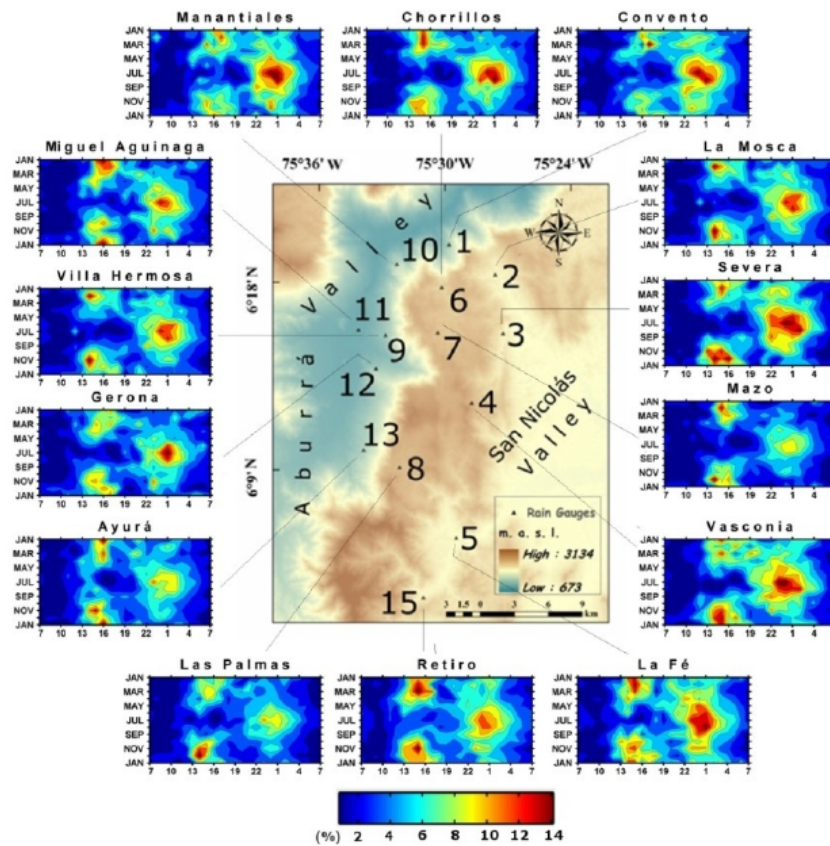


Figura 6-11.: Ciclo diario de la lluvia en varias estaciones ubicadas dentro y en inmediaciones del Valle de Aburrá. Los diagramas corresponden al porcentaje de la lluvia diaria que cae cada hora, a lo largo del año. Tomado de Poveda (2015).

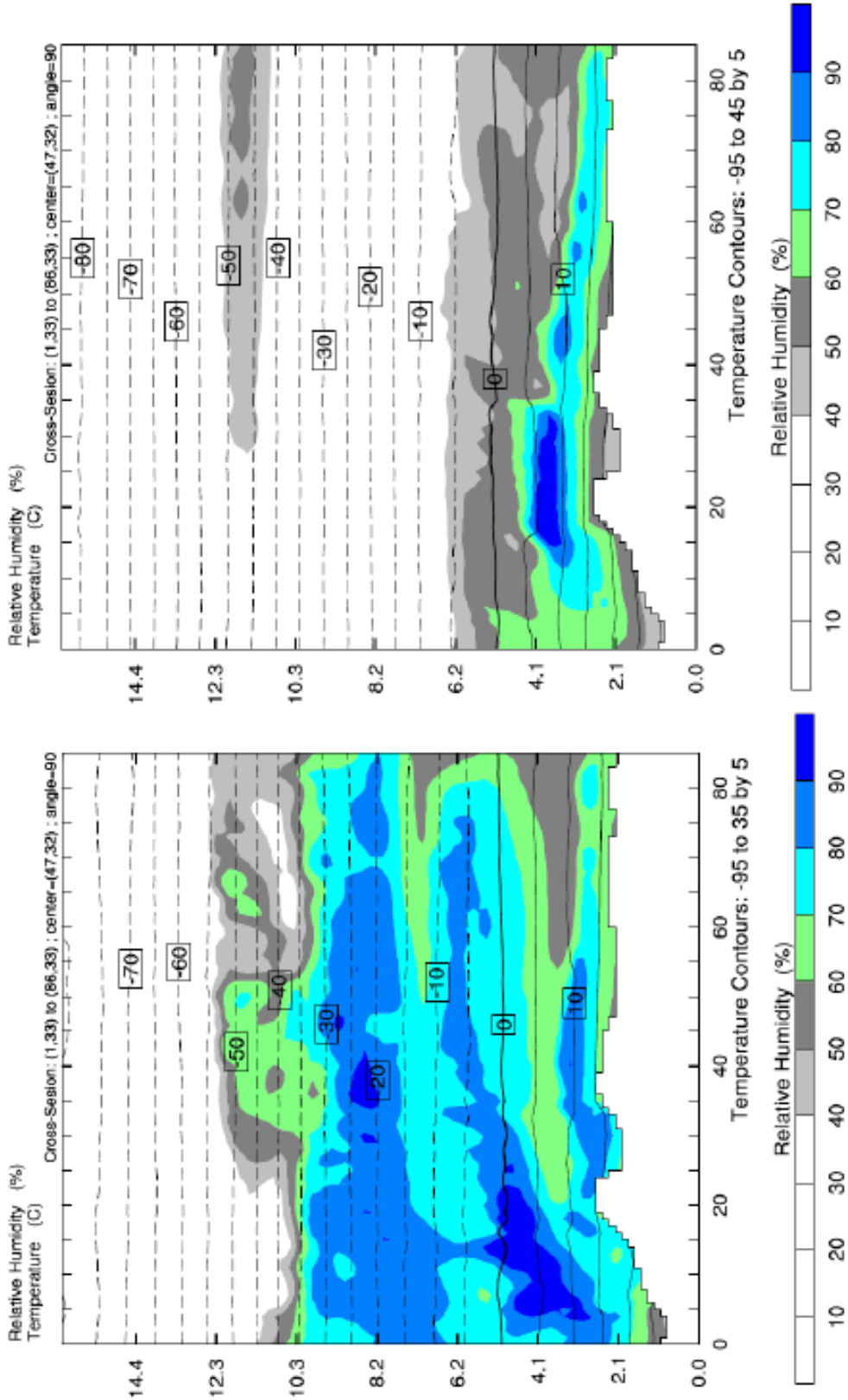


Figura 6-12: Secciones transversales que cruzan de este a oeste el dominio más interior del WRF, pasando por la celda del Laboratorio LIDAR de la Universidad Nacional de Colombia - Sede Medellín. La imagen izquierda corresponde al 13 de mayo del 2008 y la de la derecha al 27 de abril del 2009. En ambas imágenes se observa el valle del río Cauca, borde izquierdo, y el Valle de Aburrá, a la derecha del anterior. Las áreas de color sobre la topografía indican diferentes valores de HR y ponen en evidencia la presencia de vapor de agua y nubes en la troposfera baja.

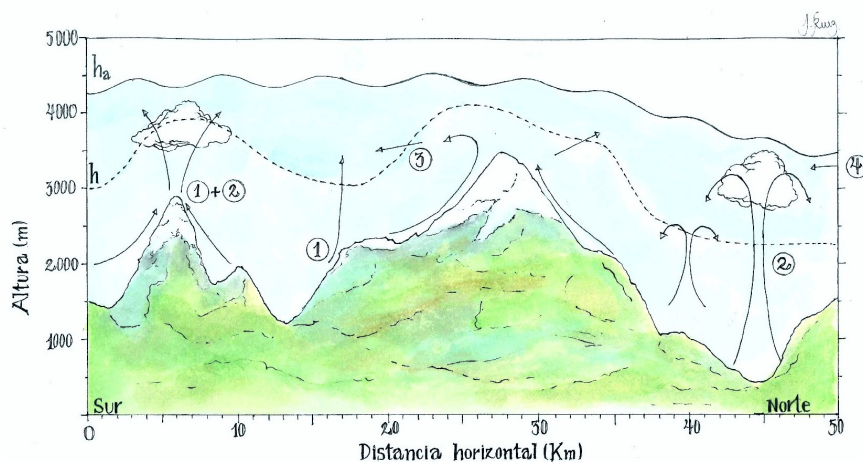


Figura 6-13.: Altura de capa límite convectiva (z_i) y de la capa de aerosoles (h_a) en un terreno montañoso. Los mecanismos que afectan la evolución final de estas capas son: (1) vientos de montaña, (2) corrientes verticales de aire, (3) corrientes advectivas de aire, (4) transporte horizontal de aerosoles desde zonas vecinas, (5) movimientos convectivos que no superan la altura de la capa de mezcla (figura adaptada de De Wekker (2002)). Ilustrador J. A. Ruiz.

Aunque no es mucho más lo que podemos agregar sobre este tema por el momento, es la oportunidad de llamar la atención acerca de la presencia casi permanente de aerosoles sobre el valle, factor determinante en el balance de energía en superficie, en la expansión de la CM en un día cualquiera y, por consiguiente, en los niveles de contaminación urbanos. Una Figura como la **6-13** muestra un esquema muy interesante de De Wekker (2002), que de paso confirma la muy probable presencia de aerosoles en la zona de estudio. A pesar de que la CM ocupa solo una parte de esta capa, varios procesos de transporte llevan los aerosoles hasta la atmósfera libre, dando la impresión de que la CM es más gruesa de lo normal, una situación que puede engañar fácilmente a los métodos de estimación de h_{CM} basados en retrodispersión.

7. Conclusiones y trabajo futuro

La teoría clásica de la capa límite atmosférica requiere algunas modificaciones especiales cuando se trata de analizar terrenos urbanos de topografía compleja. En el capítulo 3 de este trabajo tratamos de poner en un contexto a la vez amplio y suficiente los elementos conceptuales que se han planteado más recientemente a propósito de estos temas, sobre todo por parte de investigadores europeos y norteamericanos. Más escasos son los estudios relacionados con capas límites en ciudades tropicales, a pesar de las particularidades que estas tienen tanto en relación con los patrones de circulación como con la lluvia, la nubosidad y los balances de radiación en superficie. Este punto amerita mayores desarrollos por lo menos en América tropical, donde los índices de urbanismo muestran claras tendencias al aumento de la población concentrada en las ciudades.

El mayor obstáculo que presentan este tipo de investigaciones es, sin duda, la disponibilidad de información confiable de las variables atmosféricas de interés. Por una parte, el relieve convierte la variabilidad espacial y temporal de la capa límite en un problema no trivial, de modo que la decisión de dónde, cómo y qué medir afronta casi siempre serias restricciones logísticas y de presupuestos. Esto va de la mano con el hecho de que la meteorología urbana -en general- ha puesto en evidencia los límites de las teorías de similitud de Monin-Obukhov y las dificultades para dar cuenta de las especificidades de los ambientes urbanos. Por fortuna, el rápido desarrollo de las técnicas de detección remota facilita cada día más las labores de monitoreo en la capa límite, muestra de lo cual es el propio Valle de Aburrá donde, en los últimos cuatro años, se constata una notable transformación de las redes hidro-meteorológicas y de calidad del aire.

En este trabajo hemos confirmado que los efectos urbanos alteran significativamente las condiciones atmosféricas en superficie; la buena noticia es que en la actualidad es un poco más fácil simular numéricamente los ambientes urbanos, incluso con poca información de base. La “urbanización numérica” trae enormes ventajas para el estudio de la capa límite: mejor ajuste del modelo a los datos, mayor confiabilidad de la información de entrada a modelos de calidad del aire, una visión más realista de las condiciones físicas locales, gran potencialidad para entender procesos meteorológicos y climáticos en la escala espacial de las ciudades. En este sentido, el modelo SLUCM constituye una alternativa de investigación aplicable a gran cantidad de centros urbanos en el mundo, tanto por la relativa simplicidad y versatilidad de sus algoritmos, como porque no demanda enormes y detallados volúmenes de información.

En otras palabras, como dicen Loridan y Grimmond (2012), el modelo de una sola capa de Kusaka y Kimura se desempeña tan bien como cualquier otro modelo actual que haga parte del estado del arte de la meteorología urbana, y se puede esperar de él un buen acoplamiento y desempeño cuando se articula con el WRF.

Pero, más allá de toda consideración propiamente numérica, nuestro llamado de atención es a emprender con decisión y rigor técnico las labores de validación y calibración de cualquier modelo numérico que se utilice. Existen en la actualidad herramientas de este tipo que son muy útiles por su versatilidad y están muy bien documentadas; en particular, aquellas que dan acceso libre a los códigos permiten entender mejor los resultados de las simulaciones y la física subyacente a los diferentes esquemas de parametrización. En cualquier caso, quien desee hacer inferencias físicas a partir de estos modelos numéricos debe: a) estudiar meteorología y b) validar cuidadosamente sus resultados. Sólo así merecerá alguna credibilidad en sus afirmaciones.

En relación con el comportamiento de h_{CM} en el Valle de Aburrá, las principales conclusiones de este trabajo son las siguientes:

- Los análisis presentados en este trabajo se hicieron con base en información proveniente del SIATA, el Grupo GLEO de la Universidad Nacional de Colombia y la Red de Calidad del Aire del Área Metropolitana del Valle de Aburrá, operada por el laboratorio CALAIRE, también de la Universidad Nacional-Sede Medellín. Como el objetivo principal era entender el comportamiento de la altura de la capa de mezcla urbana, el aporte de información que hicieron estas entidades fue fundamental. Dos conclusiones básicas se derivan de dicha experiencia: de un lado, la importancia de cruzar los estimativos de la altura de la capa límite para ajustar los métodos, detectar sus límites de aplicación y sacar mejor provecho de las nuevas tecnologías. Tal y como se reitera en la literatura técnica sobre el particular, el mejor método para estimar la altura de la capa límite es el análisis comparativo de los valores generados a partir de diferentes métodos y equipos. Por otro lado, queda la sensación de que aun no hemos sacado todo el provecho de cruzar información entre el radiómetro de microondas y el radar de vientos, operados por el SIATA, para inferir, con base en una construcción conveniente del número de Richardson o en perfiles de temperatura potencial virtual, la evolución de la capa límite local.
- La presencia casi permanente de nubosidad sobre el Valle de Aburrá y la región montañosa de Antioquia afecta de manera importante los balances de energía en superficie y los eventos de lluvia locales; por tanto, afecta también la evolución diurna de la h_{CM} a lo largo del año. En parte esa humedad es transportada por los vientos Alisios desde las tierras bajas del Caribe, la Orinoquía y la Amazonía, pero también desde el litoral Pacífico colombiano a través del Chorro del Chocó; estos aspectos deben tenerse en

cuenta a la hora de intentar una descripción climatológica de la variable en cuestión. Anotemos de paso que, no obstante los ceilómetros y el LIDAR pueden en un futuro proporcionar estimativos confiables de h_{CM} , la frecuente capa de aerosoles sobre la atmósfera del Valle de Aburrá impone restricciones importantes a estos métodos basados en perfiles de retrodispersión.

- El relieve montañoso condiciona de manera significativa el comportamiento de la h_{CM} en el valle. Aunque en el presente trabajo no se hizo un análisis de sensibilidad en este sentido, es muy llamativo que las simulaciones de un "valle-pradera" (fig-6.8) no difieran radicalmente de las simulaciones para un valle urbanizado en gran parte del ciclo diurno. Esto resalta la importancia que tiene el relieve en el comportamiento de la h_{CM} .
- Queda claro que la variabilidad espacial de la h_{CM} es considerable, y esto sugiere la conveniencia de simular el dominio urbano-montañoso con celdas menores a 1 [km^2]. Quizá el paso a seguir sea este tipo de análisis de sensibilidad, sobre todo si la información meteorológica deja de ser el factor limitante. Incluso puede ya ser hora de utilizar algún método de *Mecánica de Fluidos Computacional* para el efecto.
- En cambio, se encontró que las simulaciones con el WRF sí muestran una mejora interesante cuando se utilizan los parámetros morfométricos propios de la ciudad, lo cual justifica el ajuste de variables como la altura de edificaciones, ancho de vías y ancho de manzanas, en la tabla de parámetros urbanos del esquema SLUCM en el WRF-urbano (URBPARAM.TBL). Y puesto que no hubo manera de obtener información confiable específica acerca de materiales de construcción en las celdas urbanas del Valle de Aburrá, no se chequeó tampoco la sensibilidad de la simulación en h_{CM} al respecto. Esto es una lástima, pues Rendon (2014) afirma que el comportamiento de la capa límite en los valles urbanos depende más de la alteración de los flujos de calor sensible que de la rugosidad de las edificaciones, la cual jugaría un "papel secundario" por lo menos en relación con los regímenes de viento en superficie. El tema es interesante, pues las conclusiones de Rendon (2014) contrastan con los informes de los proyectos europeos mencionados en el capítulo 3 (numeral 3.5) del presente trabajo. Téngase en cuenta, además, las serias implicaciones que tiene la rugosidad en la difusión y dispersión de contaminantes atmosféricos, sobre todo en la microescala urbana.
- Es evidente que nuestra aproximación al tema de la CM tuvo lugar más desde un punto de vista estructural (por capas) que de los procesos dinámicos y termodinámicos al interior de ella. Esta orientación de la investigación se fue dando de manera natural debido, quizás, al énfasis en las simulaciones numéricas y en las parametrizaciones correspondientes, y a la naturaleza de la variable de mayor interés (h_{CM}). Sin embargo, la comprensión física de los fenómenos interconectados que afectan la CLA urbana y de montañas sigue siendo el objetivo más exigente y fundamental, por no decir que la

mira a la que apuntan en buena medida estos estudios. Modelos como los de Fiedler *et al.* (1987) y De Wekker (2002) aportan una visión mucho más completa que la que se construye a partir de un esquema de capas superpuestas, aunque su validación exige un grado de madurez científica e instrumental para la que apenas estamos mejor preparados.

Una avenida de nuevas investigaciones se ve venir en el horizonte. Algunas de ellas son las siguientes:

- Relación entre la altura de capa de mezcla y la concentración de contaminantes: urge el desarrollo de modelos de difusión y dispersión aplicados a casos como el del Valle de Aburrá. Las autoridades ambientales no podrán ocultar su interés por la construcción de modelos de pronóstico que sirvan de base, por ejemplo, para prever la ocurrencia de episodios críticos de contaminación atmosférica urbana. Confiemos en que también haya voluntad política para apoyar estas investigaciones.
- El estudio del comportamiento urbano de las variables en superficie ayudará a entender su relación con los patrones de comportamiento de los contaminantes y con las islas de calor. En este sentido, un análisis contrastado de escenarios posibles de la huella urbana puede aportar valiosos elementos técnicos a la hora de definir planes de desarrollo que hagan más sano y fresco el ambiente de ciudad. La modelación numérica es, en este sentido, una estrategia privilegiada.
- Tanto en Colombia como en otros países vecinos abundan las ciudades andinas. El tema que nos ocupó en este trabajo no es tan específico como parecía en un primer momento. De hecho, esta monografía fue redactada para que sirviera de referencia en otros lugares donde -como en el Valle de Aburrá-, exista un interés sincero por entender los procesos en la capa límite y por derivar de ellos aplicaciones en planeación urbana, gestión ambiental y de riesgos, modelación de procesos de difusión y dispersión de contaminantes.
- El tema del monitoreo de la altura de la capa límite requiere para el Valle de Aburrá un mayor análisis. La propuesta es bastante obvia: hay que cruzar y discutir la información que se está generando para afinar los algoritmos, compararlos entre sí, usarlos para la validación de modelos numéricos de mesoescala, construir modelos de pronóstico de episodios críticos de contaminación y alimentar modelos de calidad del aire en general. Es necesario acordar mecanismos de cooperación interinstitucional, que permitan avanzar efectivamente en estos propósitos.
- La caracterización zonal de una ciudad de montaña plantea nuevos retos. Regiones urbanizadas como el Valle de Aburrá se beneficiarían enormemente de proyectos que

permitieran caracterizar mejor los patrones urbanísticos, de infraestructura, construcción y uso de materiales con cierto detalle. Se necesita que estos datos sean convenientemente almacenados para facilitar su uso directo y para que, al ser archivados, sirvan como fuente de información en análisis de tendencias y de sensibilidad climática. Además, dada la rápida transformación de las ciudades colombianas y latinoamericanas, conviene que el ejercicio de monitoreo y documentación de los climatopos urbanos se convierta en una actividad regular y sistemática, pues en tan sólo una década la ciudad puede cambiar enormemente tanto en su estructura como en sus dinámicas poblacionales, económicas, de movilidad, de usos del suelo. Así pues, lo planteado hasta el momento es una invitación a seguir pensando el problema de caracterización climática de las ciudades de montaña.

- Stewart y Oke (2012) plantearon varios usos posibles de las ZCL relacionados con el planeamiento urbano, la gestión ambiental en las ciudades, la arquitectura y el modelamiento atmosférico, entre otros. Pero dejaron en claro que este concepto y el sistema de clasificación por ellos desarrollado es más apto, por no decir más directamente aplicable, cuando se trata de ciudades sobre terrenos planos. En el caso de ciudades de montaña, la consideración de la orografía en la formulación y desarrollo de sistemas de zonificación local basada en el concepto de climatopos es fundamental, y deberíamos esperar de dichos sistemas idénticas aplicaciones. La caracterización de las islas de calor y la construcción de criterios con sentido físico para la ubicación de estaciones meteorológicas urbanas o de calidad del aire, son sólo algunos ejemplos concretos de la utilidad de estos estudios.
- El propósito más importante de la meteorología urbana consiste en mejorar las condiciones del hábitat en las ciudades y sus alrededores. Ni la medición de contaminantes atmosféricos ni la simulación de condiciones meteorológicas urbanas tienen en sí mismas tanto valor como aquellos estudios que conducen a evaluar el efecto del clima en la calidad de vida de las personas y en la salud de los ecosistemas. El proceso de investigación va de menor a mayor grado de complejidad: la física de los procesos, el transporte y producción de los contaminantes, sus efectos en la salud, la gestión del cambio. Confiamos en que este trabajo contribuya efectivamente a avanzar en esta dirección.

¿Cómo afecta la lluvia la capa límite urbana? ¿Cómo se acoplan la mesoscala con la escala urbana? ¿Cómo y en qué magnitud afecta la actividad urbana las condiciones ambientales locales y de los alrededores? ¿Cómo crear una visión climática y meteorológica integrada de las ciudades andinas? ¿Qué instrumentos teóricos, técnicos y numéricos pudiéramos desarrollar para avanzar en los ejercicios de pronóstico de la calidad del aire urbano?... Ahora tenemos más preguntas que respuestas sobre los procesos en la atmósfera urbana, montañosa y tropical. Por lo pronto dejamos aquí, con el propósito de informar con mayor detalle sobre estos asuntos en el marco de nuevas investigaciones.

A. Anexo: Cálculo de la fracción urbana a partir de una imagen LANDSAT 7

El cálculo de f_{urb} para el área metropolitana del Valle de Aburrá se realizó a partir de la imagen L71009056_05620060822 del satélite LANDSAT 7, del año 2006, con resolución de 30 metros en las bandas del rango visible, obtenida gratuitamente de la página web <http://earthexplorer.usgs.gov/>. Además de la corrección estándar del terreno que realiza la USGS a la imagen, se le hizo corrección atmosférica multiespectral con el módulo FLASSH del programa ENVI, versión 4.6, tomando todas las bandas disponibles menos la 6 (térmica) y la 8 (pancromática). El proceso de cálculo siguió los lineamientos generales de la técnica conocida como *Clasificación Orientada a Objetos* (COO), la cual ha sido usada para identificar objetos específicos, como fragmentos de bosque y cultivos agrícolas, en imágenes fotográficas y de satélite. En el análisis se utilizó el módulo *Feature Extraction*, extensión ENVI-Zoom, del programa ENVI-v4.6, el programa *Geospatial Modelling Environment* y *ArcGIS 10*. Los pasos fueron los siguientes (Florez et al, 2016):

1. *Segmentación*: consiste en identificar dentro de la imagen los píxeles con características similares (de color, textura, brillo, etc.). Esto se puede hacer con base en un algoritmo rápido de segmentación, que sólo requiere un parámetro de entrada λ , denominado “Nivel de escala”, el cual se escoge mediante un proceso iterativo ($0 \leq \lambda \leq 100$). El valor finalmente elegido del parámetro es aquel que reproduce en términos generales el área urbana y sus límites con las zonas no urbanas, y es incluso capaz de detectar la presencia de construcciones mayores inmersas en el medio circundante. Para el caso en cuestión se eligió $\lambda = 80$.
2. *Agregación de segmentos*: el nivel de escala elegido en el paso anterior puede producir pequeños segmentos aislados dentro de una misma zona al interior del área urbana. Esta fragmentación del territorio en múltiples segmentos no necesariamente corresponde a discontinuidades de la cobertura del suelo, razón por la cual conviene evaluar si se requiere incluir segmentos urbanos adicionales a los previamente detectados.
3. *Refinamiento de segmentos*: sirve para depurar el dominio de objetos puntuales. Puesto que el cálculo de f_{urb} no descarta que hayan pequeñas edificaciones dispersas, en este caso no se aplica tal procedimiento.

4. *Cálculo de atributos*: ENVI-Zoom calcula atributos espaciales de la imagen y atributos espectrales para cada banda, cuya inclusión en el proceso de cálculo del f_{urb} hacen más preciso el análisis de cobertura. Mediante unas reglas de decisión, el programa clasifica cada pixel de la imagen en las categorías excluyentes: artificial (urbano) o natural; y entrega un mapa raster (.hdr) junto con los metadatos asociados al proceso de clasificación. En la misma plataforma computacional el mapa raster se convierte luego en un vector con dos archivos shape (.shp), correspondientes a las dos categorías.
5. *Cálculo del f_{urb}* : con el programa *Geospatial Modelling Environment* se crea una retícula tipo vector para el dominio que contiene la ciudad, en este caso de 87×87 celdas cuadradas, igualmente dimensionadas. Luego se utiliza la herramienta *Union* del programa *ArcGIS 10* para calcular la intersección geométrica del *shape* urbano con la retícula de $(87 \text{ km})^2$, y obtener así un archivo tipo polígono con la fracción de cobertura artificial para cada una de las celdas del dominio. Finalmente se añaden los campos “fila” y “columna” a cada celda y se exporta el archivo .dbf a una hoja de cálculo. El resultado es una matriz de 87×87 posiciones con los datos de fracción urbana para el Valle de Aburrá y sus vecindades.
6. *Chequeo final*: Hasta el paso anterior, el proceso está mediado por distintos programas de computador diseñados para el análisis de imagen. No obstante, conviene hacer siempre un contraste visual entre los datos de la hoja de cálculo con alguna otra imagen satelital (nosotros usamos imágenes de Google Earth) u otras fuentes de información. El propósito de este chequeo es revisar que no haya inconsistencias mayores en la información de coberturas, que pudieran introducirse en el proceso computacional previo. Se recomienda hacer este chequeo con la ayuda de personal técnico que conozca en detalle la malla urbana.

Los resultados no depurados (hasta el paso 5) obtenidos de aplicar el procedimiento anterior al dominio-4, definido para el WPS, se muestran en la Figura para la zona rectangular que incluye el sistema metropolitano del Valle de Aburrá. Los números dentro del rectángulo corresponden a la fracción urbana dada en porcentaje y las áreas en color a celdas urbanas, definidas arbitrariamente como aquellas donde $f_{urb} \geq 30$; la primera columna a la izquierda y la fila superior indican las coordenadas de cada celda en la cuadrícula completa de 87×87 posiciones. Aunque es claro que los procesos computacionales producen datos reactivamente ajustados a la malla urbana real, el chequeo final permitió identificar celdas aisladas como la $(x, y) = (48, 45)$ con $f_{urb} = 36\%$, que corresponde al hipódromo de Rionegro, o las celdas $(50, 23)$ y $(51, 21)$ que coinciden con unos viveros del municipio de la Ceja; incluso se observa que alrededor de la celdas $(40, 54)$ aparecen valores inadmisiblemente altos de cobertura urbana. Por tanto, al final se descartaron 23 celdas no urbanas que aparecían con valores por encima de 30% y se incluyeron 5, entre ellas la $(28, 33)$, muy cercana a la cabecera municipal de Sabaneta.

	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	
63	1	1	1	1	1	1	1	7	6	14	2	7	3	3	8	2	1	1	1	1	1	1	1	3	1	3	2	1	6	30	14	
62	1	1	1	10	2	1	1	8	4	2	2	4	1	3	1	1	1	1	1	1	1	1	2	6	2	1	1	3	18	21	1	
61	1	1	1	2	2	1	1	4	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	2	6	3	8	7	14	10	18	21	5	1	
60	1	1	1	1	1	1	1	2	5	1	5	5	6	2	1	1	1	1	1	3	6	9	21	21	17	17	21	56	6	2	4	
59	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	9	3	3	1	2	1	1	2	6	5	10	9	16	1	1	2	8	9	6	1	1	
58	3	1	1	1	1	1	2	7	14	4	3	2	9	19	10	5	1	3	2	7	25	23	11	1	1	2	2	3	6	4	1	
57	1	1	1	1	1	3	18	18	6	18	5	6	27	49	52	45	27	15	10	28	76	50	6	1	1	1	2	1	2	4	9	
56	1	1	1	1	1	1	2	11	3	21	2	4	22	71	93	93	76	28	47	72	79	85	32	2	1	1	1	6	29	5	13	
55	1	2	1	1	1	1	17	10	8	4	4	4	15	43	76	88	42	40	23	89	76	20	16	4	2	4	4	3	6	13	2	
54	9	2	1	1	1	1	7	3	3	8	3	5	3	15	62	65	40	57	62	98	31	3	11	8	18	22	7	4	7	4	1	
53	1	1	2	20	16	25	4	11	7	9	2	12	70	54	89	64	66	17	59	75	47	8	11	6	17	26	6	7	10	6	2	
52	1	1	1	15	14	7	31	32	17	3	9	14	89	91	70	92	91	37	20	25	8	1	2	12	7	22	39	18	13	11	10	
51	1	4	7	16	38	12	30	14	11	1	10	41	93	82	68	98	84	29	1	1	1	1	4	4	6	25	54	2	13	12	16	
50	1	2	2	10	26	30	14	22	6	10	32	81	90	70	82	97	95	28	1	1	1	1	4	10	19	21	20	39	8	11	6	
49	1	1	2	3	36	49	61	20	42	42	46	48	66	78	93	95	90	18	1	1	2	2	1	8	8	18	25	69	18	9	6	
48	1	1	2	17	17	21	17	14	25	11	77	62	23	43	81	94	90	33	9	9	6	1	19	21	12	6	2	15	33	12	3	
47	1	1	1	1	2	4	20	51	67	78	92	78	49	80	97	92	44	8	5	1	6	1	6	13	15	6	13	20	20	15	4	
46	1	1	10	2	19	4	34	83	69	95	85	93	82	94	92	83	43	6	3	4	8	14	3	2	16	11	1	13	36	23	6	
45	1	1	5	7	13	4	10	32	42	88	93	89	58	84	94	88	68	10	3	2	17	8	3	7	5	2	10	17	11	26	16	
44	4	1	10	7	8	19	18	30	48	82	92	79	57	81	59	73	67	63	16	8	3	12	3	7	16	9	9	11	6	5	13	
43	5	3	8	5	5	2	29	29	47	65	82	70	70	49	15	18	15	8	5	3	3	9	15	7	8	1	3	9	1	1	3	
42	10	23	6	8	1	5	3	6	7	34	45	76	86	40	26	12	3	1	1	5	2	9	3	11	4	3	1	14	4	1	4	
41	19	17	24	10	2	2	1	9	10	24	36	65	72	61	31	21	2	1	1	1	3	13	17	4	1	1	1	1	5	2	8	
40	4	9	11	19	19	8	2	2	4	13	43	73	66	37	45	8	1	1	1	1	5	4	8	6	1	3	3	1	4	4	11	
39	1	2	40	39	69	40	7	3	27	47	68	87	33	38	25	16	3	1	1	1	4	1	5	3	2	10	1	1	1	2	5	
38	1	1	16	38	57	71	10	4	39	70	84	64	38	26	18	4	1	2	3	2	2	1	5	5	9	3	1	6	13	46	1	
37	1	1	8	6	39	67	49	48	87	91	53	89	75	12	9	3	1	16	6	13	14	14	12	6	3	1	1	1	9	48	34	
36	1	1	2	14	63	53	37	49	75	64	64	54	60	18	4	1	4	11	9	11	10	9	7	1	1	2	1	5	7	42	28	
35	1	1	7	13	49	52	56	61	69	51	13	6	20	20	10	2	19	23	4	11	2	7	3	2	1	1	1	1	3	34	42	
34	1	1	4	7	2	21	45	25	19	12	8	1	9	6	8	3	6	24	19	22	11	3	2	1	1	1	6	1	8	11	26	
33	1	1	6	5	25	52	28	2	7	34	8	1	3	1	2	2	28	26	24	6	34	2	1	1	2	1	9	8	1	22	16	
32	1	1	4	2	17	10	18	4	1	6	1	1	1	4	1	4	32	16	5	3	6	4	1	3	9	1	3	2	12	3	8	
31	1	1	3	1	5	9	41	11	1	1	1	1	1	1	1	1	7	9	7	5	6	8	1	1	1	1	2	1	3	3	21	
30	1	1	1	8	7	12	18	3	3	1	1	1	5	1	1	1	1	1	2	4	13	4	4	2	1	2	2	1	2	10	17	
29	1	1	1	8	3	12	44	18	13	1	1	1	2	1	4	1	1	1	2	1	13	1	1	2	3	2	1	1	1	4	7	
28	1	2	1	1	9	35	58	10	1	2	1	1	1	1	1	2	1	1	1	2	3	1	2	10	6	1	1	1	1	3	2	
27	1	1	1	5	5	16	39	4	2	1	1	1	1	9	3	1	1	1	1	1	1	1	2	1	2	1	1	5	1	2	3	
26	1	2	1	1	4	6	10	1	1	1	1	1	4	4	3	1	1	1	1	1	1	2	9	1	1	8	1	1	1	5	1	1
25	1	1	1	1	1	17	7	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1

Figura A-1.: Datos no depurados de f_{urb} (%) para una porción del dominio-4 en el WPS. Los bordes alrededor del rectángulo indican la posición fila-columna de las celdas mostradas y las celdas coloreadas en el dominio corresponden a datos con $f_{urb} \geq 30$. Alrededor de la celda (40, 54) aparecen enumeradas unas celdas que definitivamente no son urbanas.

La información proveniente de la matriz de coberturas urbanas sirve para reclasificar las celdas de la ciudad en 3 categorías: uso residencial de baja densidad (cat-31), uso residencial de alta densidad (cat-32) y usos Comercial/Industrial/Transporte (cat-33). Los rangos de f_{urb} que definen dichas categorías quedan especificados en las líneas de código del archivo `/WRFV3/test/em_real/URBPARM`, y pueden variarse a criterio del modelador (Loridan et al, 2010), aunque el WRF incluye valores por defecto para éste y otros parámetros; los valores de por defecto corresponden a los de la Tabla **A-1**.

Tabla A-1.: Asignación de categorías urbanas por defecto en el WRF..

Categoría	Rango de f_{urb}	f_{urb} asignado a la categoría
31	$0,30 \leq f_{urb} \leq 0,80$	0,50
32	$0,80 \leq f_{urb} \leq 1,00$	
33	-	0,95

El aspecto final de usos del suelo en el Valle de Aburrá y sus alrededores se puede visualizar en la Figura-5.3. Aparecen unas celdas (azules) de uso Comercial/Industrial/Transporte en el centro de valle y en el corredor del río, áreas de alta densidad residencial (rojo) concentradas más al norte de Medellín y en el centro del municipio de Bello, y varias celdas de baja densidad residencial (amarillo) ubicadas tanto en el área metropolitana como en el valle de San Nicolás, al oriente de Medellín. Según este mapa, casi tres cuartas partes del territorio metropolitano corresponden a una cobertura residencial de baja densidad (74 %), mientras que la contribución porcentual del área residencial de alta densidad (21 %) y la del área de servicios (5 %) resulta relativamente baja.

B. Anexo: Procedimiento para la urbanización del ARW con la fracción urbana

Mostremos de un modo muy simple cómo se hace para redefinir el mapa urbano en el WPS. El primer paso consiste en crear una entrada adicional en la carpeta de campos geográficos estáticos, denominada “*/home/jose/WRF/ARW/geog/*”. Esta entrada tiene dos archivos: un archivo binario donde se guarda la información de las 3 nuevas categorías urbanas y un archivo de metadatos llamado “*index*”.

La construcción del archivo binario debe cumplir algunos requisitos, los cuales quedarán más claros a partir del siguiente ejemplo: Supóngase un dominio de 5 columnas por 6 filas, dentro del cual se localizan algunas celdas de cobertura urbana, (es decir $f_{urb} \geq 30$). La Figura B.1(a) representa la fracción urbana de esta ciudad ficticia obtenida mediante un procedimiento de identificación de coberturas como el expuesto arriba, y B.1(b) representa el mapa por categorías correspondiente al mismo dominio. El primer paso consiste en crear una subcarpeta en la carpeta del WPS, digamos *test_data*, en la cual se copia el programa *write_geogrid.c*, que generalmente se halla en la subcarpeta */src* del *WPS/geogrid*. Estando dentro de esta carpeta, se compila el programa *write_geogrid.c* con *gcc*, lo cual crea el archivo objeto *write_geogrid.o*. El comando es el siguiente:

```
WPS/test_data>gcc -c write_geogrid.c
```

Lo que sigue es escribir un archivo de texto -aquí se llamará *mk_data*- donde se especifican las categorías urbanas de las celdas correspondientes, siendo la posición (1,1) de la matriz *ivgtyp* la celda ubicada en el vértice suroeste del dominio. El archivo de texto es como el que se muestra a continuación:

```
program mk_data
  integer :: nx, ny, nz, isigned, endian, wordsize
  real :: scalefactor
  real, dimension(5,6) :: ivgtyp

  ivgtyp(1,1) = 31
  ivgtyp(2,1) = 0
  ivgtyp(3,1) = 0
  ivgtyp(4,1) = 0
```

			58	
		44	85	38
		56	43	87
		89	92	
			43	
30				

(a) f_{urb} (%).

			31	
		31	33	31
		31	31	31
		32	32	
			31	
31				

(b) Categoría de uso del suelo.

Figura B-1.: Ejemplo de un dominio urbano

```

ivgtyp(5,1) = 0

ivgtyp(1,2) = 0
ivgtyp(2,2) = 0
ivgtyp(3,2) = 0
ivgtyp(4,2) = 31
ivgtyp(5,2) = 0

ivgtyp(1,3) = 0
ivgtyp(2,3) = 0
ivgtyp(3,3) = 32
ivgtyp(4,3) = 32
ivgtyp(5,3) = 0

ivgtyp(1,4) = 0
ivgtyp(2,4) = 0
ivgtyp(3,4) = 31
ivgtyp(4,4) = 31
ivgtyp(5,4) = 31

ivgtyp(1,5) = 0
ivgtyp(2,5) = 0
ivgtyp(3,5) = 31
ivgtyp(4,5) = 33
ivgtyp(5,5) = 31

ivgtyp(1,6) = 0
ivgtyp(2,6) = 0
ivgtyp(3,6) = 0
ivgtyp(4,6) = 31
ivgtyp(5,6) = 0

nx = 5
ny = 6
nz = 1

wordsize = 1

scalefactor = 1.0

```

```

    isigned=0

    endian = 0

    call write_geogrid(ivgtyp, nx, ny, nz, isigned, endian, scalefactor, wordsize)
!     float * rarray,          /* The array to be written */
!     int * nx,                /* x-dimension of the array */
!     int * ny,                /* y-dimension of the array */
!     int * nz,                /* z-dimension of the array */
!     int * isigned,          /* 0=unsigned data, 1=signed data */
!     int * endian,           /* 0=big endian, 1=little endian */
!     float * scalefactor,    /* value to divide array elements by before truncation
!                               o integers */
!     int * wordsize )

    stop

end program mk_data

```

La compilación de *mk_data* se realiza por medio del siguiente comando:

```
WPS/test_data>gfortran -o mk_data mk_data.f90 write_geogrid.o
```

Si a esta orden el programa responde algo como “*undefined reference to 'write_geogrid.c'*”, simplemente ejecute la siguiente orden:

```
WPS/test_data>gcc -D UNDERSCORE -c write_geogrid.c
```

Y repita la orden previa. Tras una compilación satisfactoria de *mk_data*, dentro de la subcarpeta */test_data* se encuentran ahora 4 archivos: *mk_data**, *mk_data.f90*, *write_geogrid.c* y *write_geogrid.o*. La ejecución del archivo ejecutable

```
mk_data*
```

produce entonces el archivo binario *00001-00005.00001-00006*, que se quería crear. A continuación, se requiere copiar este binario en la subcarpeta */landuse_urban* de la carpeta de campos geográficos estáticos *geog*. Allí mismo hay que crear un archivo “*index*” con la siguiente información:

```

type=categorical
category_min=31
category_max=33
projection=mercator
truelat1=6.25
truelat2=6.25
stdlon=-74.08092
dx=1000
dy=1000
known_x=1.0
known_y=1.0
known_lat=5.8470210

```

```

known_lon=-75.86798
wordsize=1
tile_x=5
tile_y=6
tile_z=1
missing_value=0
units="category"
description="3-category_urban_landuse"

```

Las líneas *known_lat* y *known_lon* se refieren a las coordenadas del centro de la celda en el vértice suroeste del dominio. Finalmente, en el archivo GEOGRID.TBL se incluye la entrada a los usos del suelo urbano, la cual escribe los valores diferentes de cero del nuevo archivo binario sobre la información de usos del suelo basadas en el MODIS. Esto es:

```

=====
name=LANDUSEF
  priority=2
  dest_type=categorical
  interp_option = default:nearest_neighbor
  rel_path= landuse_urban/
=====
name=LANDUSEF
  priority=1
  dest_type=categorical
  z_dim_name=land_cat
  landmask_water = modis_30s:17           # Calculate a landmask from this field
  landmask_water = modis_lakes:17,21      # Calculate a landmask from this field
  landmask_water = usgs_lakes:16,28      # Calculate a landmask from this field
  landmask_water = default:16           # Calculate a landmask from this field
  dominant=LU_INDEX
  interp_option = ssib_10m:four_pt
  interp_option = ssib_5m:four_pt
  interp_option = modis_30s:nearest_neighbor
  interp_option = 30s:nearest_neighbor
  interp_option = usgs_lakes:nearest_neighbor
  interp_option = modis_lakes:nearest_neighbor
  interp_option = 2m:four_pt
  interp_option = 5m:four_pt
  interp_option = 10m:four_pt
  interp_option = default:four_pt
  rel_path= ssib_10m:ssib_landuse_10m/
  rel_path= ssib_5m:ssib_landuse_5m/
  rel_path= modis_30s:modis_landuse_20class_30s/
  rel_path= 30s:landuse_30s/
  rel_path= usgs_lakes:landuse_30s_with_lakes/
  rel_path= modis_lakes:modis_landuse_21class_30s/
  rel_path= 2m:landuse_2m/
  rel_path= 5m:landuse_5m/
  rel_path= 10m:landuse_10m/
  rel_path= default:landuse_2m/
=====

```

Téngase en cuenta que al cambiar el número, la posición o la resolución de los dominios anidados, o cuando cambian los criterios de rango para definir las tres categorías urbanas en el archivo */WRFV3/test/em_real/URBPARM*, es necesario reconstruir el archivo binario de la carpeta */geog/landuse_urban*.

C. Anexo: Información de IDEAM y EPM para la validación en superficie

La Tabla C-1 muestra cómo las estaciones A2 y A1, en las tres fechas de referencia, presentan un quiebre en la orientación de los vientos a eso de las 7 de la mañana; mientras el resto del día, sobre todo en las horas de sol, la zona metropolitana queda sometida a vientos del tipo valle-arriba, que la estación A1 detecta como vientos del norte, al tiempo que la estación A2 registra vientos más característicos de los movimientos de aire que se dan por encima de la zona andina colombiana (parecidos a los del nivel 700 *mb*); la circulación, además, tiene mayor intensidad en A2 que en A1. Por otra parte, si bien un vistazo a los registros de A2 para las fechas del 30 de junio y del 24 de diciembre no permite ver grandes diferencias entre los datos de las dos fechas, esto no impide que en el día 30 de junio la estación A1, incluso en las horas de sol, muestre cómo corrientes muy débiles con componente Oeste ingresan al Valle de Aburrá, las cuales son apenas detectadas por la estación A2 en las horas nocturnas.

En la Tabla C-2 se presentan los datos horarios de temperatura y humedad relativa de las estaciones automáticas para las tres fechas de referencia. Esta información será utilizada más adelante en los cálculos de validación.

Y la Tabla C-3, por su parte, reúne los datos diarios de temperatura máxima, mínima y promedio de las estaciones en superficie para las mismas tres fechas de validación. Los valores de las columnas A1, A2, A4, A5 provienen directamente de los registros del IDEAM; donde las estaciones A1 y A2 (instaladas en los aeropuertos Olaya Herrera y José María Córdova respectivamente) figuran como estaciones de tipo sinóptico principal, la estación A4 como climatológica principal y la A5 como agrometeorológica. Los valores en las columnas E1, E2 y E3, se extrajeron de las series horarias reportadas por EPM.

A partir de estas dos últimas tablas se puede inferir que el día 23 de Julio fue el más seco de los tres y el 24 de diciembre fue el más frío. Se observa, además, que las estaciones urbanas E1 y A4 presentan una mayor variabilidad en la humedad relativa que las E2 y E3.

Tabla C-1.: Vientos en superficie a partir de registros en estaciones IDEAM, en m/s .

Hora local	A2: Aeropuerto José María Córdova			A1: Aeropuerto Olaya Herrera		
	30 Junio	23 Julio	24 Dec.	30 Junio	23 Julio	24 Dec.
00-01	NW - 1,5	NW - 2,3	W - 1,2	SW - 1,6	N - 1,6	N - 1,6
01-02	W - 0,9	W - 1,2	W - 1,2	SW - 1,6	N - 3,2	N - 1,6
02-03	SW - 0,6	NW - 1,0	VR - 1,0	SW - 1,3	NE - 2,3	N - 1,8
03-04	NE - 1,0	NW - 1,0	N - 1,2	SW - 1,0	NE - 1,6	N - 1,5
04-05	NW - 1,5	N - 1,3	VR - 0,9	SW - 1,3	N - 1,2	N - 1,6
05-06	N - 1,8	SW - 1,6	VR - 2,0	SW - 1,3	N - 1,5	NW - 1,2
06-07	NE - 1,8	SW - 2,9	S - 1,0	SW - 1,5	N - 1,0	E - 0,9
07-08	NE - 1,5	E - 5,2	S - 1,0	N - 1,2	N - 2,0	W - 1,0
08-09	SE - 3,2	SE - 6,3	E - 2,2	N - 1,0	NE - 2,6	W - 1,0
09-10	E - 5,2	SE - 6,0	E - 2,8	NW - 1,8	NE - 4,3	NW - 1,3
10-11	SE - 5,4	SE - 6,3	E - 2,9	NW - 1,5	E - 3,2	S - 2,0
11-12	SE - 5,4	SE - 5,7	E - 2,9	NE - 2,3	E - 3,5	NW - 3,2
12-13	E - 6,0	SE - 4,9	E - 3,5	W - 2,0	SE - 2,9	N - 3,0
13-14	E - 6,3	SE - 5,7	E - 4,3	SW - 2,6	SE - 3,2	N - 2,6
14-15	E - 4,9	SE - 4,6	E - 5,2	W - 2,3	SE - 2,9	N - 3,4
15-16	E - 4,9	E - 3,4	E - 5,2	SE - 2,3	SE - 2,3	SW - 5,2
16-17	E - 3,6	W - 1,5	E - 2,8	SW - 4,5	E - 2,3	N - 4,6
17-18	W - 1,8	W - 1,3	E - 2,6	SW - 2,8	E - 2,3	N - 3,7
18-19	W - 1,3	W - 2,0	E - 2,2	N - 3,2	NE - 2,6	N - 4,0
19-20	NE - 1,0	W - 1,3	N - 1,8	N - 4,0	NE - 2,0	N - 4,0
20-21	W - 1,5	NW - 2,0	N - 2,0	N - 3,8	N - 4,0	N - 2,0
21-22	NE - 1,2	SW - 0,9	E - 1,8	N - 4,2	N - 4,0	N - 3,2
22-23	W - 1,5	NE - 0,9	W - 1,0	N - 2,9	N - 2,0	N - 2,0
23-24	N - 1,8	N - 10	VR - 0,9	N - 2,6	E - 1,0	N - 2,6

Tabla C-2.: Datos horarios de temperatura y humedad relativa en estaciones automáticas de superficie

Hora	Junio 30 de 2008								Julio 23 de 2008								Diciembre 24 de 2008							
	E1		E2		E3		A4		E1		E2		E3		A4		E1		E2		E3		A4	
	T	HR	T	HR	T	HR	T	HR	T	HR	T	HR	T	HR	T	HR	T	HR	T	HR	T	HR	T	HR
1	19,3	80,2	11,9	98,2	13,5	91,1	—	—	19,4	78,4	11,4	96,3	13,1	86,9	19,8	87	18,2	76,5	11,1	94,6	13,1	91,7	18,3	89
2	19,1	80,3	11,3	98,6	13,8	89,7	—	—	19,2	76,7	11,1	97,0	12,8	88,2	19,6	85	17,5	81,4	9,6	96,3	12,6	96,3	18,4	88
3	19,1	78,2	11,3	98,8	13,7	87,3	19,4	88	18,4	79,4	10,6	97,2	12,4	88,7	19,0	87	17,6	79,6	8,9	98,2	13,2	94,4	18,1	88
4	18,8	76,6	11,1	98,9	12,7	88,8	18,9	88	17,7	81,5	10,0	96,8	13,3	88,4	18,7	86	17,2	80,2	8,9	98,7	12,6	95,7	17,2	90
5	18,6	75,8	10,7	99,0	12,7	90,1	—	—	18,1	77,4	8,9	96,9	13,7	80,0	17,9	85	17,1	78,2	7,9	98,3	12,8	94,1	16,7	89
6	18,7	76,3	10,3	99,0	13,2	89,9	18,7	89	17,9	77,8	8,3	97,5	12,3	87,5	17,8	87	17,1	76,2	6,6	97,9	11,9	95,5	—	—
7	18,9	74,4	10,3	99,2	13,5	89,3	19,4	86	18,3	75,4	8,3	96,8	12,8	88,4	19,2	79	17,1	74,6	6,0	97,9	12,1	97,3	15,9	90
8	18,6	75,4	13,2	94,5	15,8	84,7	21,9	79	19,9	67,7	11,8	91,8	17,6	73,8	—	—	18,5	70,8	8,3	96,6	16,2	86,2	20,8	69
9	21,4	66,9	17,1	72,5	20,8	68,8	22,8	74	22,2	55,0	15,7	77,1	21,7	56,3	25,3	50	20,4	64,1	14,4	81,6	19,6	71,9	23,3	59
10	22,9	60,6	18,1	66,7	22,1	62,3	24,4	64	23,8	45,4	17,2	65,8	23,3	45,7	26,1	45	22,5	55,3	17,0	70,5	20,8	66,0	24,9	51
11	24,7	49,4	19,2	64,0	22,3	65,1	—	—	25,3	37,5	17,6	59,0	23,5	43,2	27,4	43	24,0	46,2	17,7	68,0	21,6	66,4	26,4	49
12	25,4	45,5	18,7	64,4	23,9	65,3	27,3	54	26,7	31,8	18,0	54,4	23,1	47,3	28,4	36	24,8	44,5	18,2	67,2	23,6	63,2	27,0	48
13	26,6	40,5	19,6	62,4	24,2	62,4	—	—	27,5	29,5	18,8	51,9	23,8	45,6	28,9	32	25,8	42,3	18,6	64,9	24,6	60,4	28,0	45
14	28,1	35,4	20,1	61,7	25,4	60,8	29,4	41	28,2	27,8	18,6	52,1	23,7	40,8	29,2	33	26,3	41,3	18,9	60,1	24,6	60,4	28,2	46
15	28,7	32,1	20,7	58,5	26,0	59,6	29,4	41	28,4	27,5	18,6	51,1	24,5	37,5	29,6	32	26,6	41,0	19,0	59,3	24,4	59,5	28,1	48
16	28,7	30,0	20,4	54,3	24,5	62,3	29,3	42	28,7	27,6	18,8	48,7	24,5	38,3	29,5	31	26,3	45,8	17,7	67,5	22,3	61,8	25,6	58
17	28,3	29,9	20,5	54,6	21,4	72,9	27,6	52	28,4	28,3	18,7	45,9	23,9	41,7	28,7	33	25,2	52,1	16,0	79,8	20,3	71,1	24,3	63
18	27,3	32,2	18,7	71,7	20,2	74,5	25,3	63	27,8	29,1	17,8	47,7	21,4	45,2	26,3	38	23,7	57,1	14,7	86,9	17,9	80,4	23,0	68
19	24,8	55,7	16,7	84,6	17,4	85,4	23,8	71	26,4	33,0	15,7	56,5	18,7	56,1	24,1	47	22,2	63,9	13,6	90,5	16,5	84,3	22,0	75
20	23,1	65,4	15,9	90,4	16,3	89,3	22,9	75	25,1	37,3	11,6	75,6	17,6	67,1	23,2	55	21,1	70,0	12,6	94,8	15,7	84,2	21,4	80
21	21,8	72,3	15,6	91,9	17,0	81,6	22,0	80	23,2	53,0	10,2	87,4	17,0	72,5	22,5	73	20,4	74,7	12,5	95,4	15,8	84,8	21,2	81
22	20,9	76,0	15,1	92,2	16,7	82,1	21,6	81	22,0	66,9	10,7	90,4	16,3	76,8	—	—	20,0	77,0	12,5	96,0	14,9	83,9	20,7	81
23	20,3	78,6	14,5	94,2	16,2	85,0	21,2	83	22,2	64,9	10,3	92,5	15,0	80,9	21,1	74	19,6	76,8	12,6	96,1	15,0	82,0	20,5	80
24	19,9	79,5	13,4	96,9	15,7	86,5	20,7	86	21,4	66,1	10,4	94,8	13,7	86,6	20,7	83	19,6	73,9	12,9	92,7	14,5	85,7	19,9	82
Med	22,7	61,1	15,6	82,0	18,3	78,1	23,5	70,4	23,2	53,1	13,7	75,9	18,3	65,1	23,8	59,1	21,2	64,3	13,2	85,4	17,4	79,9	22,2	70,3
Máx	28,7	80,3	20,7	99,2	26,0	91,1	29,4	89,0	28,7	81,5	18,8	97,5	24,5	88,7	29,6	87,0	26,6	81,4	19,0	98,7	24,6	97,3	28,2	90,0
Mín	18,6	29,9	10,3	54,3	12,7	59,6	18,7	41,0	17,7	27,5	8,3	45,9	12,3	37,5	17,8	31,0	17,1	41,0	6,0	59,3	11,9	59,5	15,9	45,0

Tabla C-3.: Datos diarios de temperatura máxima ($T_{\text{máx}}$), mínima ($T_{\text{mín}}$) y promedio (T_{prom}) de las estaciones en superficie para las tres fechas de interés.

Fecha	Variable	Estaciones						
		A1	A2	A4	A5	E1	E2	E3
Junio 30 de 2008	$T_{\text{máx}}$	29,2	22,6	30,2	–	28,7	20,7	26,0
	$T_{\text{mín}}$	18,2	11,8	16,6	10,2	18,6	10,3	12,7
	T_{prom}	24,2	17,8	23,7	19,1	22,7	15,6	18,3
Julio 23 de 2008	$T_{\text{máx}}$	29,2	21,8	30,4	–	28,7	18,8	24,5
	$T_{\text{mín}}$	17,5	10,2	17,0	8,6	17,7	8,3	12,3
	T_{prom}	24,3	16,6	23,5	16,9	23,2	13,7	18,3
Diciembre 24 de 2008	$T_{\text{máx}}$	28,8	21,6	28,8	22,2	26,6	19,0	24,6
	$T_{\text{mín}}$	16,8	11,8	15,0	11,4	17,1	6,0	11,9
	T_{prom}	22,6	16,4	21,5	17,5	21,2	13,2	17,4

D. Anexo: ERCM y Niveles de error para la validación en superficie

D.1. Cálculos de ERCM

Tabla D-1.: ERCM del WRF respecto de registros horarios provenientes de estaciones automáticas en superficie para el 30 de Junio de 2008 (Experimentos P).

Exp.	Estaciones rurales				Estaciones urbanas			
	E2		E3		E1		A4	
	ERCM(T)	ERCM(HR)	ERCM(T)	ERCM(HR)	ERCM(T)	ERCM(HR)	ERCM(T)	ERCM(HR)
P1	2,6	9,5	2,2	10,4	1,7	9,6	2,7	10,2
P2	2,7	10,7	1,8	11,8	1,3	15,0	2,2	13,7
P3	2,6	11,0	1,8	12,4	1,8	14,0	2,2	13,4
P4	2,7	9,3	1,8	7,1	2,0	9,4	2,2	7,7
P5	2,8	9,2	1,7	10,6	1,7	10,2	2,2	13,3
P8	2,5	10,3	2,2	9,9	3,5	13,6	3,3	7,5
P12	2,6	10,3	1,9	8,2	2,8	11,7	2,7	7,0
P13	2,5	9,6	2,0	8,1	2,8	10,6	2,4	7,1
P14	2,5	10,0	2,0	8,1	2,0	8,5	2,3	7,8
P15	2,7	9,0	1,8	10,0	1,7	10,0	2,5	10,3
P16	2,6	10,2	2,4	10,3	2,4	6,2	2,8	9,7
P17	3,3	8,2	2,1	10,4	1,9	10,4	2,2	13,3
P18	2,8	10,0	2,1	9,3	1,8	10,0	2,7	10,8
P19	2,7	10,6	1,9	10,0	1,8	10,1	2,7	11,6
P20	2,4	10,7	2,1	10,0	1,9	9,6	2,8	11,4
P21	3,2	8,5	2,0	9,2	1,3	12,5	2,1	13,0
P22	2,9	8,8	1,9	7,6	1,7	8,1	2,2	9,0
P23	2,9	8,7	2,0	7,3	2,4	10,3	2,3	9,5
P24	3,4	8,5	2,1	9,4	1,9	10,4	2,1	13,4
P25	2,8	9,6	1,7	10,3	2,8	9,7	2,8	9,5
P26	2,7	10,0	1,8	10,0	1,6	8,8	2,2	8,9
P27	3,2	8,5	2,2	10,4	2,3	9,8	2,4	10,4
P28	2,6	10,0	2,1	9,9	3,3	8,9	2,9	7,7
P29	3,0	9,2	1,7	8,8	1,2	11,9	2,0	10,7
P30	2,9	7,8	1,8	6,9	1,6	8,4	2,0	7,1

Tabla D-2.: ERCM del WRF respecto de registros horarios provenientes de estaciones automáticas en superficie para el 23 de Julio de 2008 (Experimentos R).

Exp.	Estaciones rurales				Estaciones urbanas			
	E2		E3		E1		A4	
	ERCM(T)	ERCM(HR)	ERCM(T)	ERCM(HR)	ERCM(T)	ERCM(HR)	ERCM(T)	ERCM(HR)
R1	2,0	15,9	3,1	19,8	3,3	18,9	3,1	13,5
R2	1,8	13,4	2,3	16,4	3,5	22,6	2,9	13,9
R3	1,9	15,7	2,0	14,8	2,6	15,7	2,6	10,4
R4	1,9	15,1	1,8	13,1	3,0	15,3	2,9	9,6
R5	1,9	15,8	2,0	15,9	2,1	13,7	2,6	10,8
R6	1,7	15,4	2,0	13,7	2,2	13,5	2,7	10,3
R7	1,7	15,1	2,2	16,5	2,5	17,4	2,8	14,1
R8	1,9	14,2	2,7	20,0	2,5	15,5	2,9	12,6
R9	1,8	16,1	2,2	17,6	2,6	11,0	2,2	13,7
R10	1,9	16,4	2,0	13,8	2,1	14,0	2,6	11,0
R11	1,7	17,1	1,9	14,0	2,1	12,4	2,7	10,6
R12	2,1	17,7	2,3	15,4	2,3	13,5	2,6	8,2

Tabla D-3.: ERCM del WRF respecto de registros horarios provenientes de estaciones automáticas en superficie para el 24 de Diciembre de 2008 (Experimentos S).

Exp.	Estaciones rurales				Estaciones urbanas			
	E2		E3		E1		A4	
	ERCM(T)	ERCM(HR)	ERCM(T)	ERCM(HR)	ERCM(T)	ERCM(HR)	ERCM(T)	ERCM(HR)
S1	2,1	7,4	3,0	14,1	3,4	16,9	3,8	8,7
S2	1,9	6,9	2,4	11,1	2,8	14,3	3,4	8,3
S3	2,2	8,4	3,2	16,2	2,3	11,9	3,3	6,8
S4	1,8	6,0	2,7	11,6	2,0	12,6	3,0	8,2
S5	2,2	7,5	3,0	14,4	2,3	11,4	2,2	13,7
S6	1,9	6,5	2,4	11,3	2,1	11,7	3,2	7,5
S7	2,1	8,4	3,3	16,8	2,0	10,1	3,0	6,6
S8	1,9	6,4	2,6	11,8	1,6	10,3	2,9	7,6
S9	1,6	5,8	3,1	12,9	1,8	11,4	3,1	9,0
S10	1,9	5,7	2,5	11,7	1,6	9,0	3,0	6,1
S11	1,9	6,3	2,5	11,7	1,8	10,0	3,3	8,0
S12	1,6	5,5	2,7	13,1	2,0	10,6	3,2	7,9

D.2. Niveles de error del WRF-urbano

D.2.1. Periodo de calentamiento

Consideremos en primer lugar las simulaciones del 30 de Junio del 2008, cuyos esquemas de parametrización física se indican en la Tabla 5-4. En la lista se encuentran los experimentos P3, P5, P4 y P27, corridos con el esquema de convección de Kain-Fritsch en el dominio más exterior y con los parámetros urbanos sugeridos por [Loridan-Grimmond \(2011\)](#), de modo que su configuración sólo difiere en los tiempos de calentamiento, a saber: 47, 17, 11 y 5 horas respectivamente. Para estos cuatro experimentos, los diagramas de barras de la Figura D-1 muestran (a) los niveles de error de la temperatura y (b) de la humedad relativa según datos de la Tabla C-2 (series horarias) para las estaciones rurales. Si bien el $nE(T)$ correspondiente a un calentamiento de 47 horas es ligeramente menor que los demás del grupo, el mejor $nE(HR)$ se obtiene con un calentamiento de 11 horas.

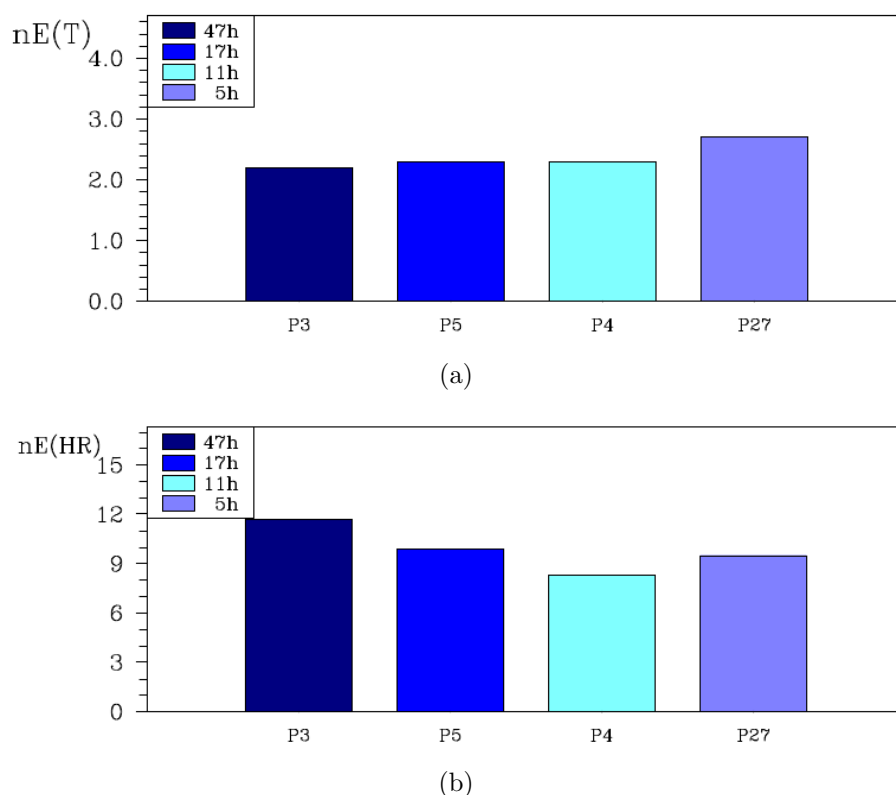


Figura D-1.: Niveles de error de (a) la temperatura y (b) la humedad relativa correspondientes a los experimentos P3, P4, P5 y P27. Los datos se obtienen a partir de las series horarias en las estaciones rurales (E2 y E3).

Los datos anteriores se complementan con la Figura D-2, donde las barras indican los niveles de error para las temperaturas mínima, máxima y promedio, para las estaciones rurales. De

nuevo el calentamiento de 11 horas produce los mejores resultados para las temperaturas mínima y promedio, mientras que el de 47 horas tiene niveles de error en la temperatura máxima algo menores que los del resto.

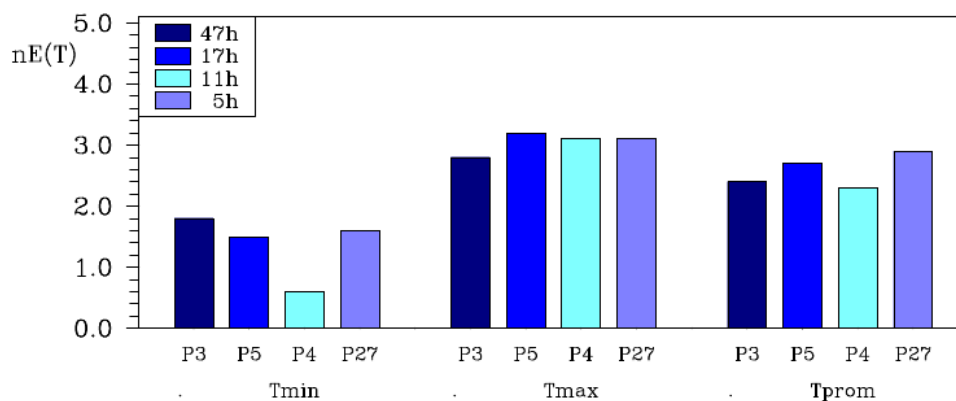


Figura D-2.: Niveles de error para las temperaturas mínima, máxima y promedio en las estaciones rurales (A2, A5, E2 y E3).

Entre los experimentos numéricos reportados en la Tabla 5-4, otro subconjunto interesante lo constituyen los P2, P29, P30 y P17, con periodos de calentamiento de 23, 17, 11 y 5 horas respectivamente. A diferencia de los experimentos anteriores, estos corrieron con los parámetros del modelo urbano que incluye el WRF por defecto, siendo el resto de parametrizaciones físicas similares a los del grupo anterior. La Figura D-3 reúne los resultados del nivel de error para temperatura y humedad relativa, en las estaciones rurales, según las series horarias correspondientes a este subconjunto.

Y el diagrama de barras de la Figura D-4 muestra los niveles de error para las temperaturas mínima máxima y promedio. En resumen, estas últimas dos figuras no hacen más que confirmar las tendencias de los experimentos P3, P5, P4 y P27, como si los cálculos no hubiesen sido mayormente afectados por los cambios en los parámetros del modelo urbano. Observe que en este caso el mayor tiempo de calentamiento (de 23 horas) no corresponde al menor nivel de error en las temperaturas máximas.

Otras comparaciones del nivel de error para distintos periodos de calentamiento -principalmente de 17 y 11 horas- entre otros grupos de experimentos de simulación para el 30 de junio de 2008, se muestran en las Figuras D-5 y D-6:

En suma, de los 7 grupos de experimentos que sirvieron para comparar los niveles de error en función de los tiempos de calentamiento del modelo, en las simulaciones del 30 de junio de 2008, el mejor desempeño se obtuvo con 11 horas. Los resultados son contundentes: 4/7

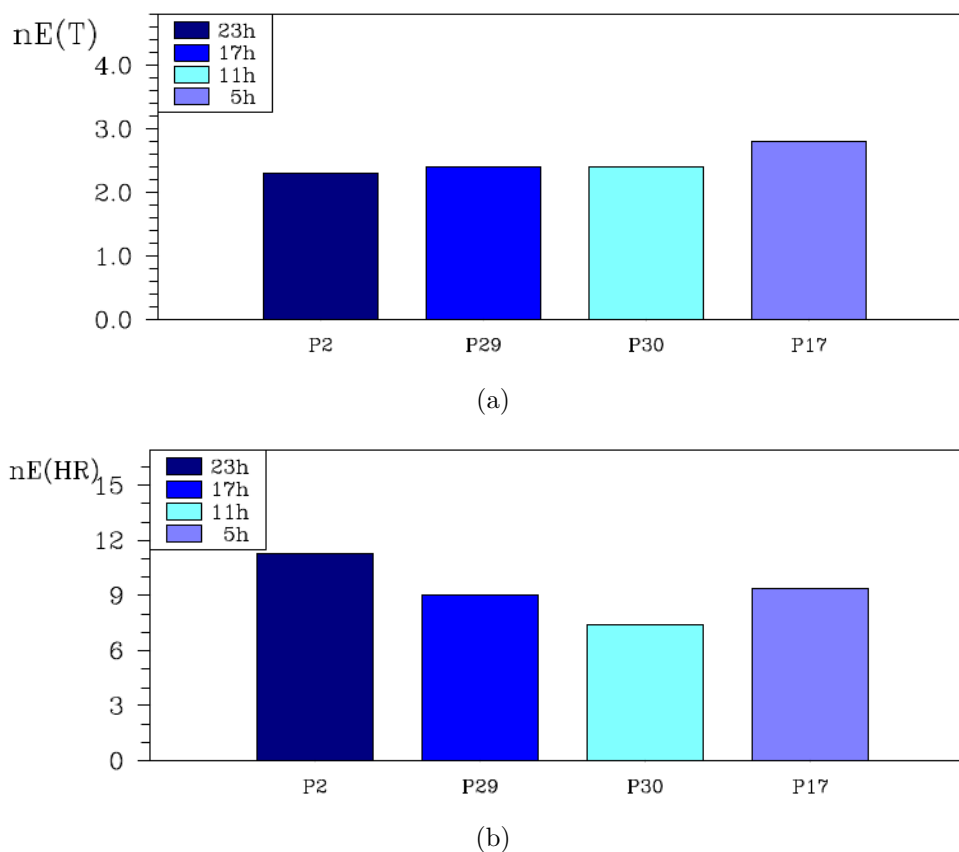


Figura D-3.: Niveles de error de los experimentos P2, P29, P30, P17 para las series horarias de temperatura y humedad relativa en las estaciones rurales (E2 y E3).

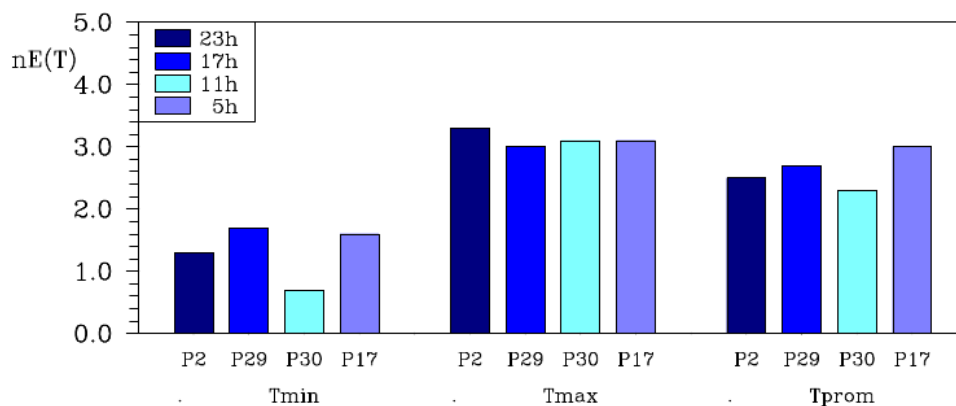
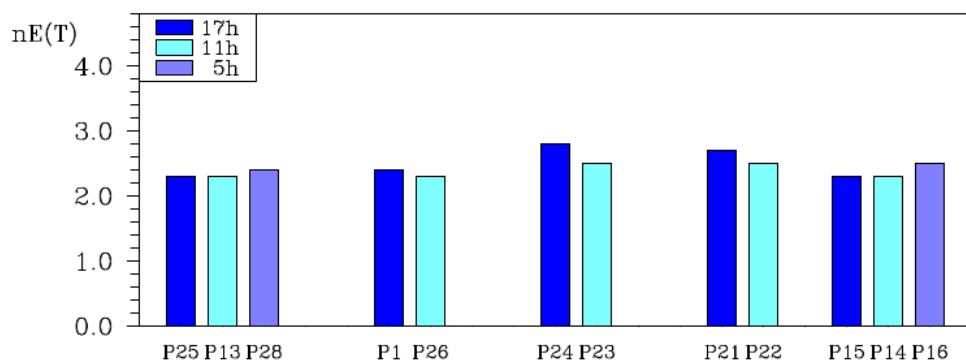
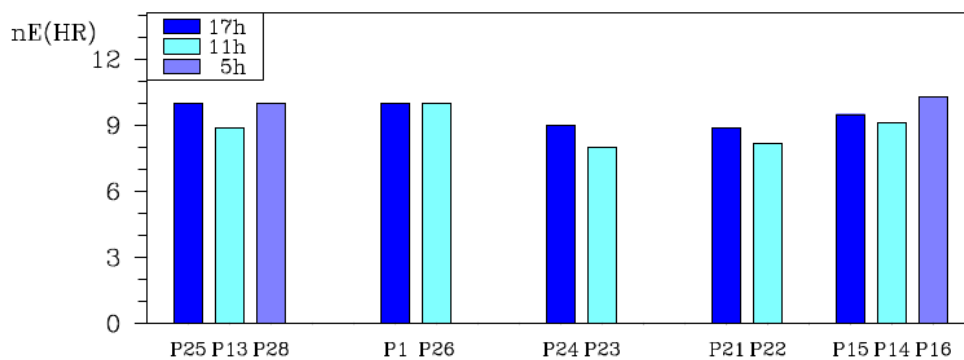


Figura D-4.: Niveles de error de las temperaturas mínima, máxima y promedio, en las estaciones A2, A5, E2 y E3, correspondientes a los experimentos P2, P29, P30 y P17.

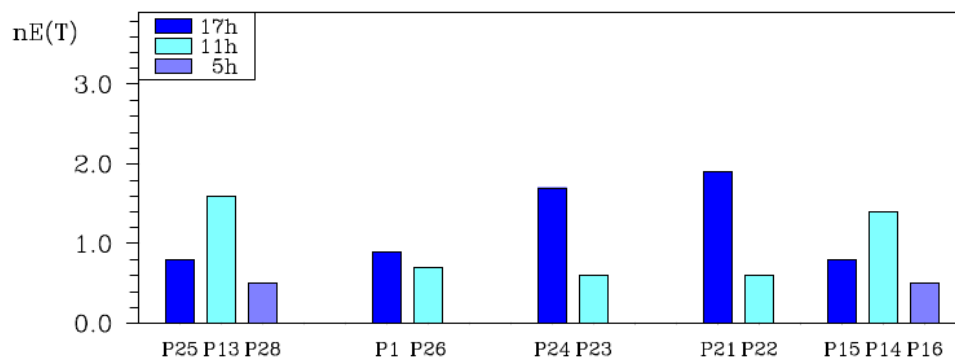


(a)

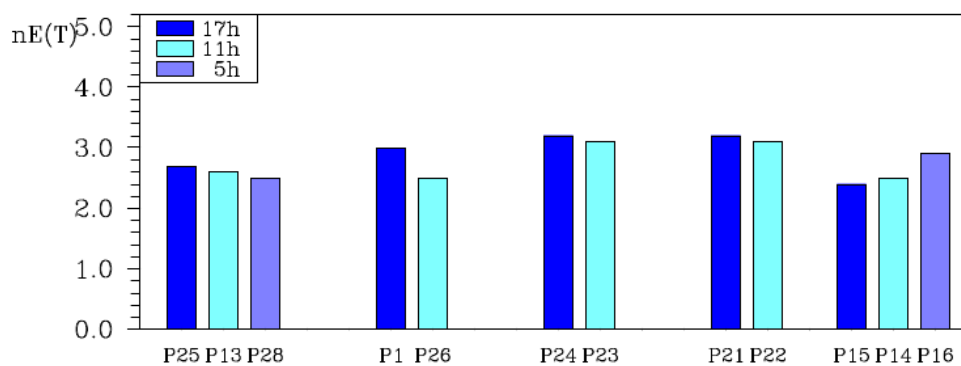


(b)

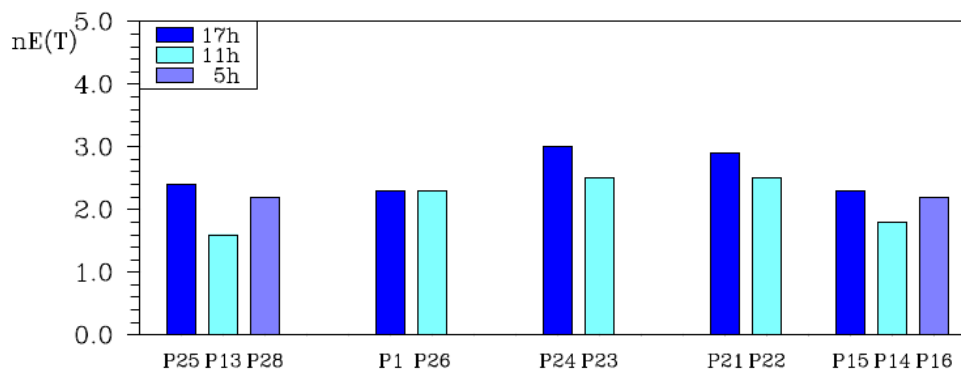
Figura D-5.: Niveles de error de (a) temperatura y (b) humedad relativa para las series horarias de las estaciones rurales E2 y E3. Los experimentos numéricos dentro de cada grupo, sólo difieren en los tiempos de calentamiento.



(a) Nivel de error para temperaturas mínimas



(b) Nivel de error para temperaturas máximas



(c) Nivel de error para temperaturas promedio

Figura D-6.: Niveles de error para temperaturas mínima, máxima y promedio, para las estaciones rurales A2, A5, E2, E3. Fecha simulada: Junio 30 de 2008.

para los $nE(T)$ y 6/7 para los $nE(HR)$. Y en el caso de las temperaturas mínima, máxima y promedio, los resultados a favor fueron: 5/7 para $nE(T_{\text{mín}})$, 3/7 para $nE(T_{\text{máx}})$ y 6/7 para $nE(T_{\text{mprom}})$. No obstante, los niveles de error con un calentamiento de 17 horas tienen, la mayoría de las veces, magnitudes comparables con los de 11 horas, mientras que los tiempos de calentamiento de 5, 23 y 47 horas parecen más fluctuantes y sus niveles de error están por encima de los correspondientes a los de 11 horas. De lo anterior se concluye que el tiempo de calentamiento de 11 horas es, por lo menos para las simulaciones correspondientes al 30 de junio de 2008, el más apropiado entre los que fueron probados.

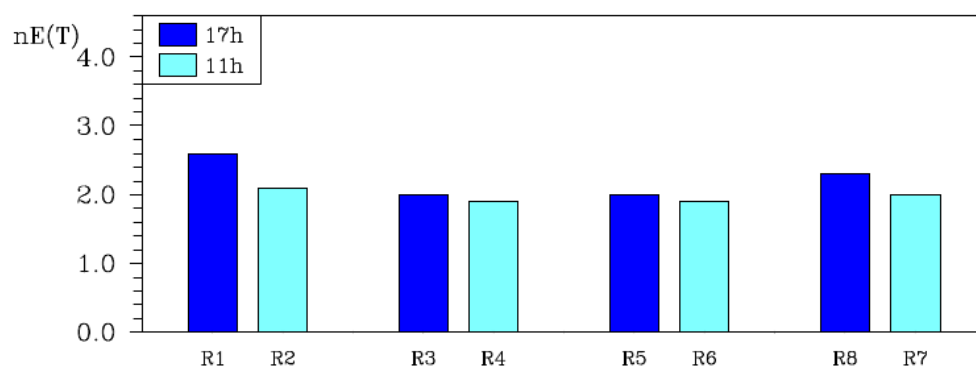
Para chequear los tiempos de calentamiento con las simulaciones del 23 de Julio de 2008, remitimos a las Figuras **D-7** y **D-8**. Se observa que las series horarias producen en todos los casos niveles de error para 11 horas de calentamiento menores que los producidos con 17 horas, tanto para la variable temperatura como la variable humedad relativa, aunque de magnitud muy similar; y algo parecido ocurre con los niveles de error de las temperaturas máximas. En cambio, para los $T_{\text{mín}}$ son mejores los resultados de 17 horas que los de 11 horas, y para las T_{prom} el calentamiento de 11 horas es apenas ligeramente mejor que para 17 horas.

Finalmente, las simulaciones para el 24 de Diciembre de 2008 muestran un desempeño del WRF predominantemente mejor para 17 horas de calentamiento que para 11 horas; aunque los niveles de error producidos en uno y otro caso son similares, como se puede ver en las Figuras **D-9** y **D-10**.

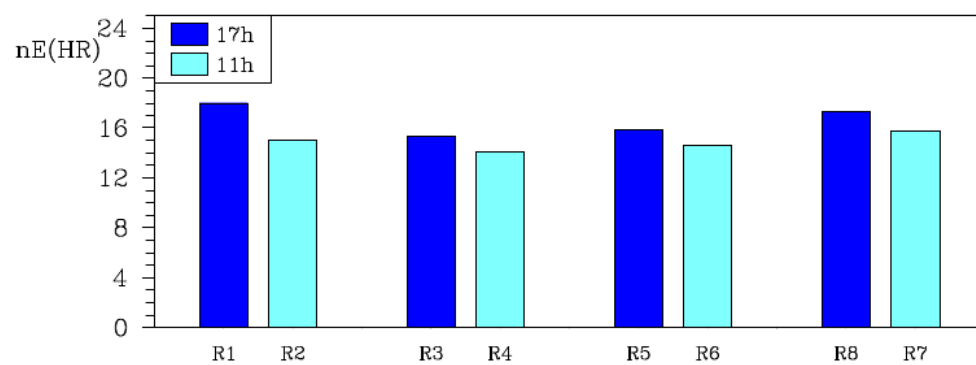
En resumen, los resultados mostrados sugieren que, a partir de los niveles de error calculados para las estaciones rurales, los mejores tiempos de calentamiento para el WRF son los de 11 y 17 horas. Los datos correspondientes a 23 y 47 horas, aunque en algunos casos superan ligeramente en calidad a los anteriores, parecen ser menos buenos y, en todo caso, requieren mayores tiempos de simulación que los de 11 y 17 horas; y los resultados obtenidos con 5 horas de calentamiento por lo general tienden a producir niveles de error mayores que los demás. Sin embargo, el desempeño del modelo con 11 horas de calentamiento no siempre es mejor que con 17 horas, tal y como ocurre en los experimentos S (del 24 de Diciembre de 2008), y a veces producen errores similares (experimentos R del 23 de Julio de 2008).

D.2.2. Esquemas de convección

Tal y como se ha dicho, el WRF-v.3.4 tiene a disposición varios esquemas de convección, los cuales suelen activarse para uno o varios de los dominios más exteriores, por lo general en dominios con celdas de aristas mayores a 10 km. En lo que sigue comparamos el desempeño del modelo con respecto a los esquemas New-Grell (G3), Kain-Fritsch, Tiedtke y New GFS-SAS, y en algunos casos se probará el esquema New-Grell activado en más de un dominio.

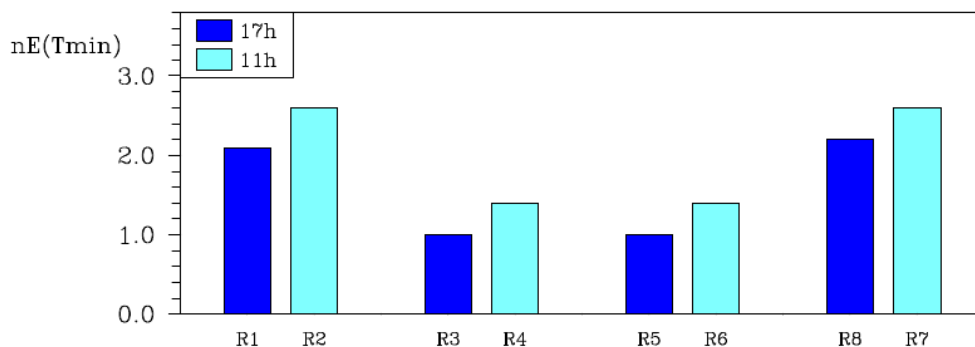


(a) Nivel de error para temperaturas mínimas

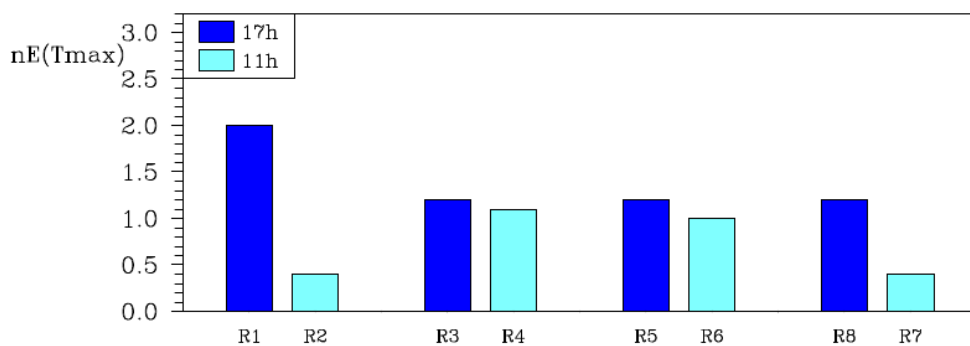


(b) Nivel de error para temperaturas máximas

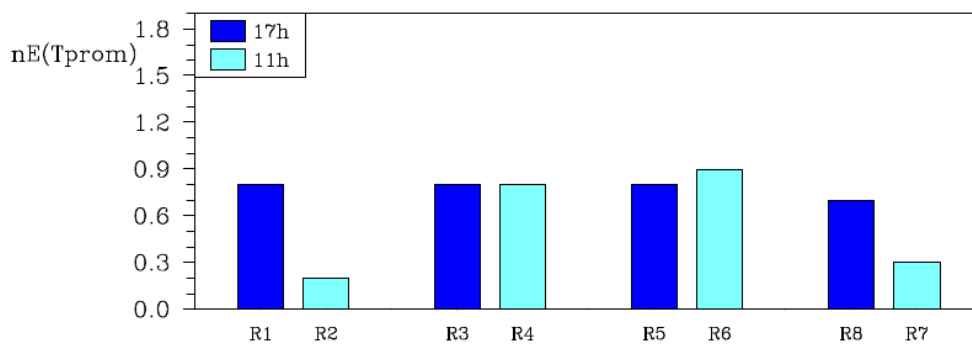
Figura D-7.: Niveles de error de las estaciones rurales E2, E3, respecto de las series horarias de (a) temperatura y (b) humedad relativa. Fecha simulada: Julio 23 de 2008.



(a) Nivel de error para temperaturas mínimas

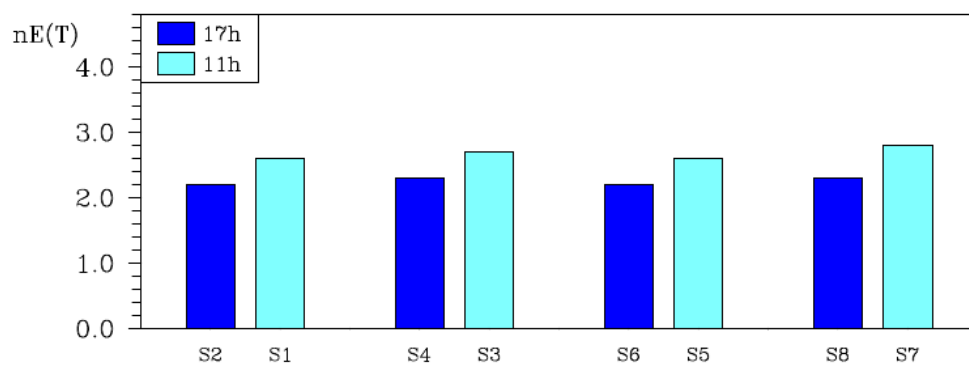


(b) Nivel de error para temperaturas máximas

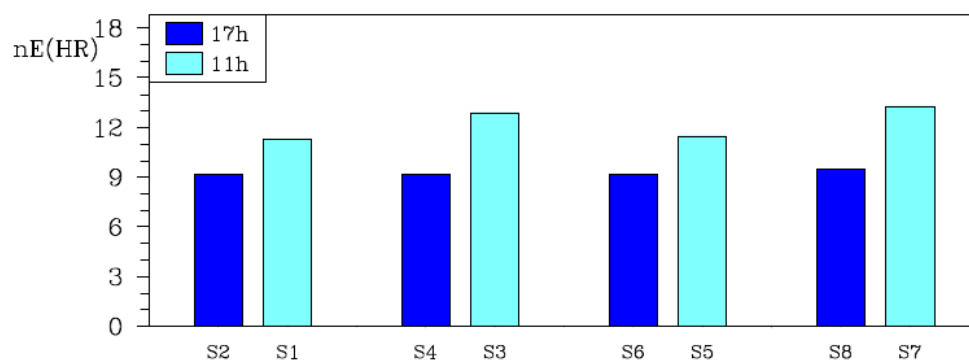


(c) Nivel de error para temperaturas promedio

Figura D-8.: Niveles de error de las temperaturas, según datos de las estaciones rurales A2, A5, E2 y E3. Fecha simulada: 23 de Julio de 2008.

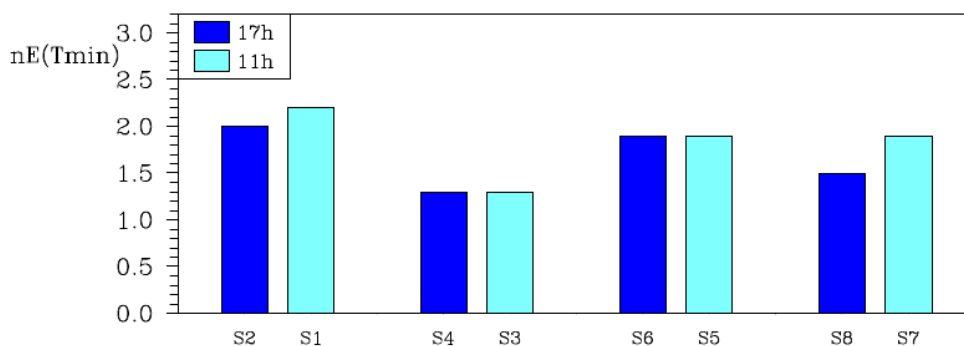


(a)

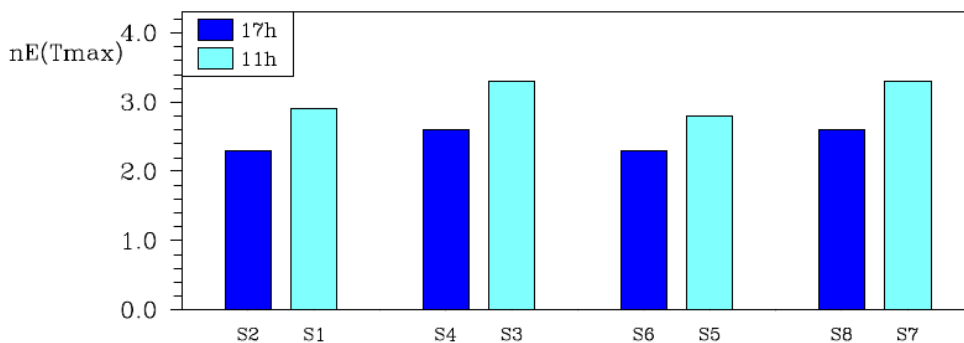


(b)

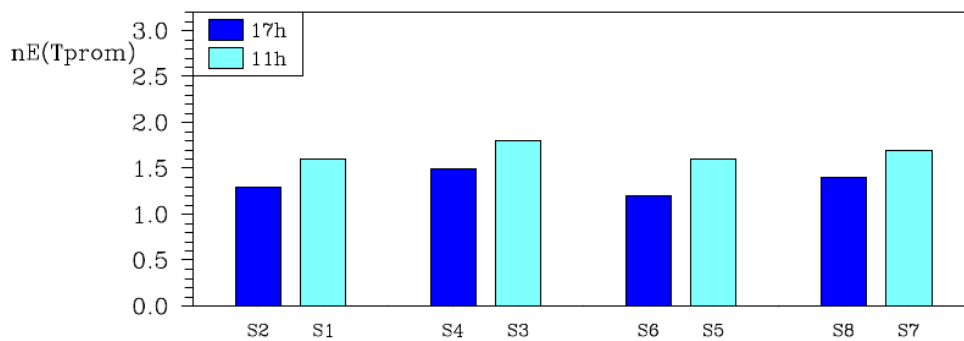
Figura D-9.: Niveles de error para (a) temperatura y (b) humedad relativa de las series horarias correspondientes a las estaciones rurales E2, E3. Fecha simulada: Diciembre 24 de 2008.



(a) Nivel de error para temperaturas mínimas



(b) Nivel de error para temperaturas máximas



(c) Nivel de error para temperaturas promedio

Figura D-10.: Niveles de error T para las estaciones rurales A2, A5, E2, E3. Fecha simulada: Diciembre 24 de 2008.

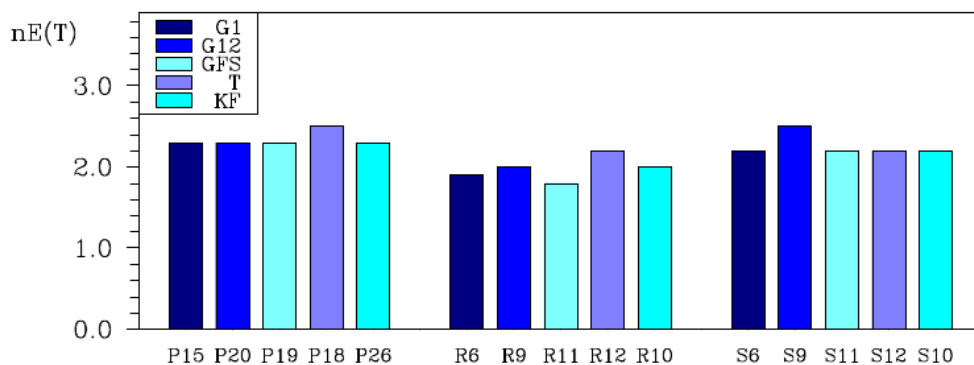
La Figura **D-11** muestra los niveles de error de las series horarias de temperatura y humedad relativa en las estaciones rurales E2, E3, con un modelo urbano que corre con los parámetros que el WRF trae por defecto. En la figura se presentan resultados de experimentos P (30 de Junio del 2008) para 17 horas de calentamiento y con el esquema de capa límite de Mellor-Yamada-Janjic; los experimentos R (del 23 de Julio de 2008) que corresponden a 11 horas de calentamiento y el esquema de capa límite YSU; y los experimentos S (24 de Diciembre del 2008) con 17 horas de calentamiento y esquema de capa límite YSU. Nótese la poca variabilidad de los niveles de error en cada uno de los tres grupos respecto de los cinco esquemas de convección mencionados. Esto puede tener relación con el hecho de que las tres fechas de análisis fueron elegidas precisamente con el propósito de que fueran días secos, lo cual no necesariamente implica que la convección fuera también despreciable, debido al carácter tropical de los dominios en el anidamiento.

Los diagramas de barras de la Figura **D-12** corresponden a los niveles de error de las temperaturas mínima, máxima y promedio en las estaciones rurales A2, A5, E2, E3. Comparados con los de la figura anterior, estos diagramas muestran una mayor variabilidad de los resultados para los diferentes esquemas de convección en cuestión, aunque sin tendencias muy definidas. Pudiera decirse, sin embargo, que el esquema New-Grell aplicado a los dominios 1 y 1-2 produce niveles de error más bajos, por lo menos en relación con las temperaturas máxima y promedio. No obstante, los experimentos P13, P12 y P8, para los cuales se aplicó el esquema New-Grell en los dominios 1, 1-2 y 1-2-3 respectivamente (los tres con 11 horas de calentamiento, esquema de capa límite Mellor-Yamada-Janjic y modelo urbano con los parámetros sugeridos por Loridan-Grimmond), tampoco muestran diferencias importantes en los niveles de error.

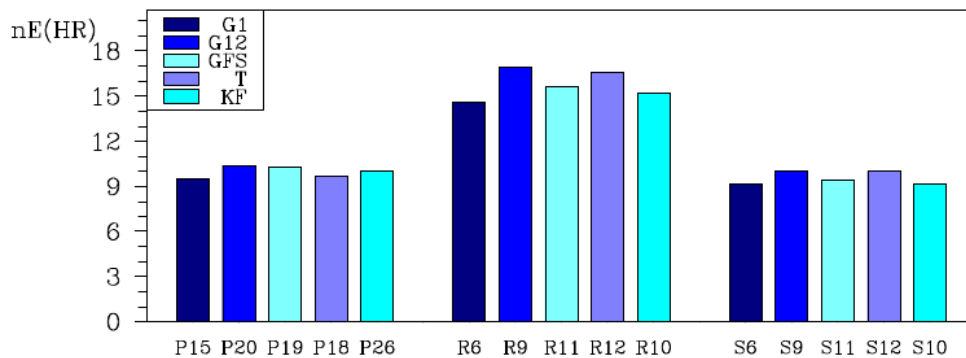
De los resultados anteriores se infiere, además, que los experimentos con el esquema de convección Kain-Fritsch en el dominio más exterior producen resultados comparables a los de los experimentos con el esquema New-Grell. Los experimentos P5 y P24 (con 17 horas de calentamiento, capa límite con Mellor-Yamada-Janjic y parámetros de Loridan-Grimmond en el esquema urbano) y los P4 y P23 (con parametrizaciones parecidas a los P5 y P24 pero con 11 horas de calentamiento) confirman este rasgo, pues no muestran una supremacía contundente de un esquema de convección respecto del otro.

D.2.3. Esquemas de capa límite

Las simulaciones realizadas para las fechas del 30 de Junio, 23 de Julio y 24 de Diciembre del 2008 permiten hacer múltiples comparaciones entre los esquemas de capa límite de Yonsei University (YSU) y de Mellor-Yamada-Janjic (MYJ). Las Figuras **D-13** y **D-14** muestran

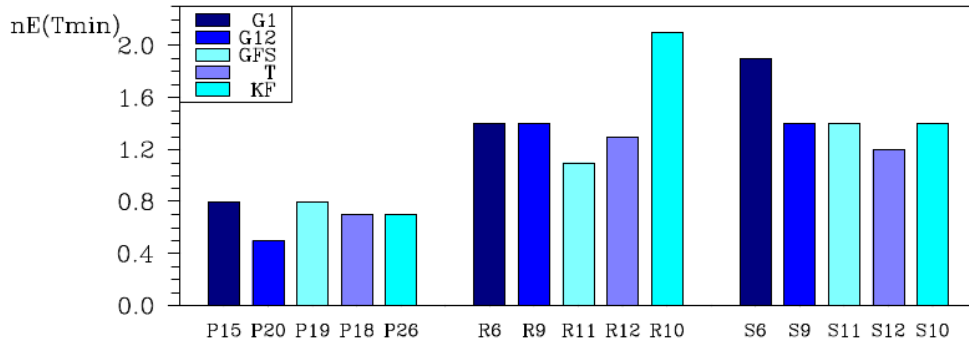


(a)

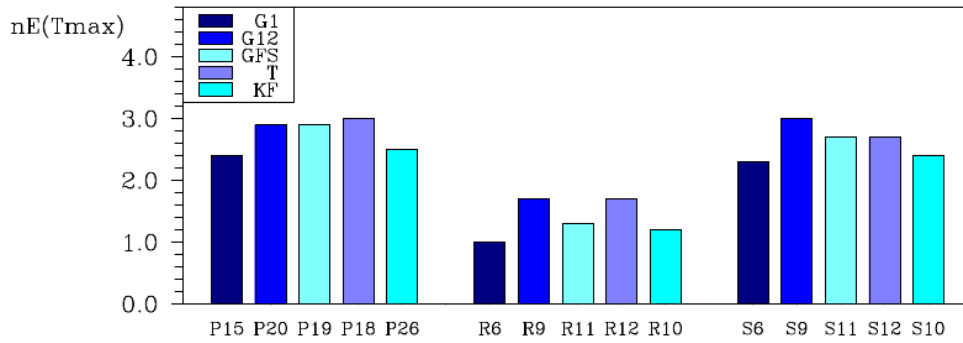


(b)

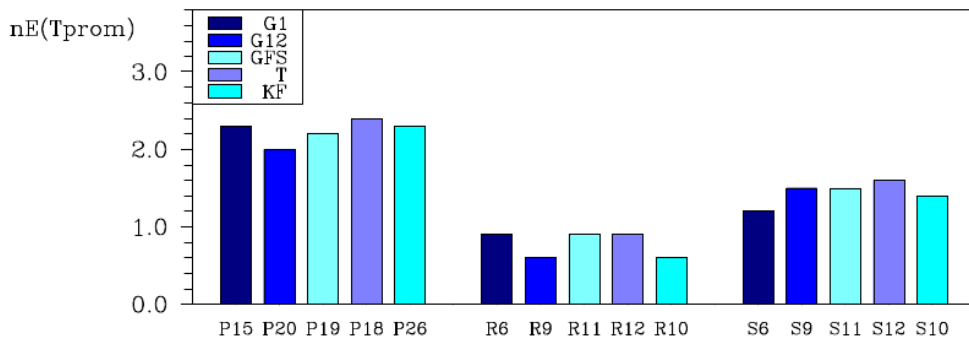
Figura D-11.: Niveles de error para las series horarias de (a) temperatura y (b) humedad relativa, según los esquemas de convección New-Grell en el dominio más exterior (G1), New-Grell en los 2 dominios más exteriores (G12) y los esquemas New GFS-SAS (GFS), Tiedtke (T) y Kain-Fritsch en el dominio más exterior.



(a) Nivel de error para temperaturas mínimas



(b) Nivel de error para temperaturas máximas



(c) Nivel de error para temperaturas promedio

Figura D-12.: Niveles de error para las temperaturas mínima, máxima y promedio, en las estaciones rurales A2, A5, E2, E3.

algunos de los resultados obtenidos, ordenados por parejas de experimentos similares, que difieren entre sí sólo en el esquema de capa límite aplicado.

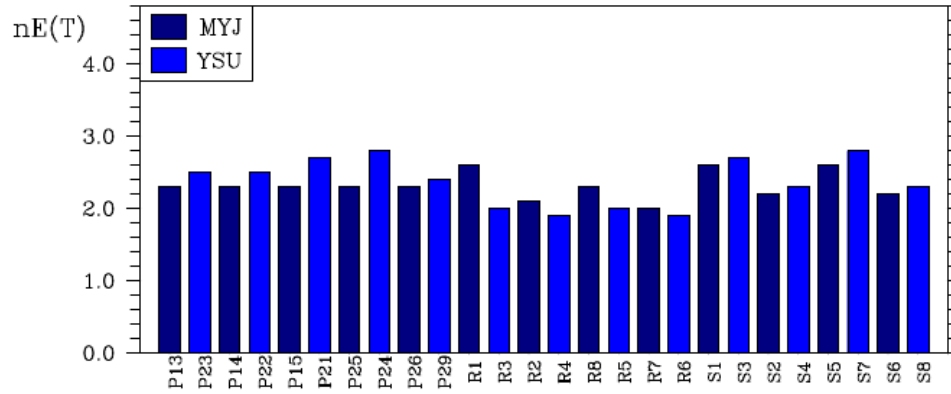
La Figura **D-13** deja ver pequeñas diferencias en los niveles de error entre los resultados de los dos esquemas de capa límite. Los datos de temperatura favorecen el esquema MYJ en los experimentos del 30 de Junio y del 24 de Diciembre; en cambio los datos de humedad relativa son mejores para el esquema YSU en las simulaciones del 30 de Junio y del 23 de Julio. Por lo demás, aunque se establecen algunas diferencias sistemáticas entre los niveles de error de uno y otro esquema, la magnitud de dichas diferencias no es particularmente alta.

El contraste entre los niveles de error reportados para los esquemas de capa límite en cuestión son más notables cuando se chequea el comportamiento del modelo con relación a las temperaturas mínima, máxima y promedio, tal y como se puede ver en la Figura **D-14**. En este caso el esquema YSU supera al MYJ en el cálculo de las temperaturas mínimas, pero la primacía del segundo es indiscutible en relación con las temperaturas máxima y promedio. Obsérvese, además, que los resultados de la dupla de experimentos P15-P21 no difieren en gran medida de los obtenidos para la dupla P26-P29, la cual tiene en común con la primera tanto los tiempos de calentamiento como los parámetros del modelo urbano; pero difiere en cuanto se refiere al modelo de convección empleado, lo cual reitera la aparente insensibilidad de las simulaciones con WRF para días secos respecto a los esquemas de convección, principalmente si se trata de los esquemas New-Grell y KainFritsch.

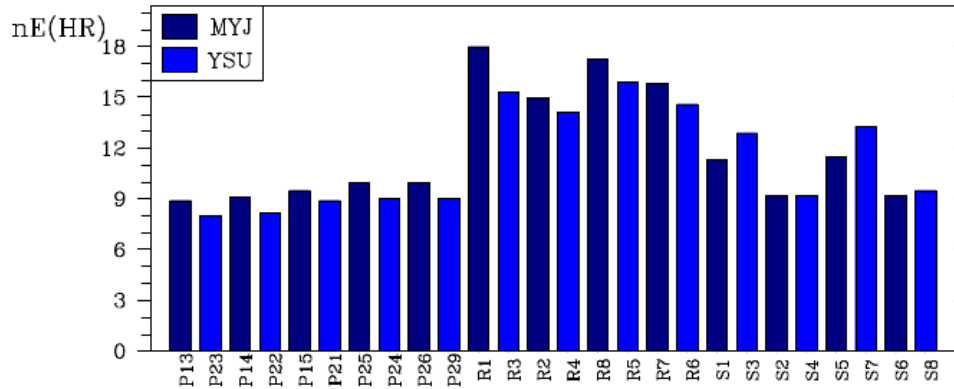
D.2.4. Parametrización del modelo urbano

A propósito de los parámetros que definen el esquema urbano de una sola capa surgen dos interrogantes concernientes a la sensibilidad que puede tener el modelo respecto a variaciones en los mismos. Estos interrogantes son: ¿qué tanto afectan los cambios en la parametrización del modelo urbano los resultados en las estaciones rurales? y ¿qué tan sensible es la simulación de las condiciones atmosféricas urbanas a cambios en los parámetros del modelo urbano? Si bien esta última cuestión será abordada más adelante, dedicaremos un par de líneas que aclaren en algo el primer punto.

La Figura **D-15** es bastante dicente del comportamiento de las simulaciones en las estaciones rurales. De ella y del resto de cálculos presentados en las tablas del principio de este Anexo se concluye que los cambios en los parámetros del modelo urbano no afectan mayormente los resultados de la simulación en las celdas rurales.

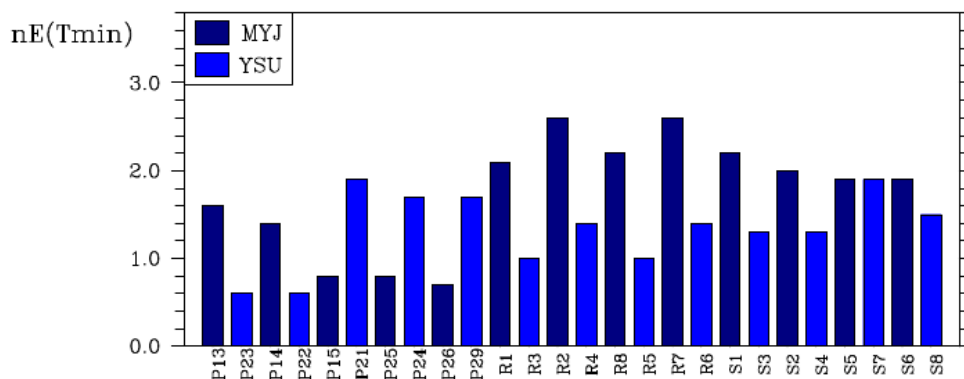


(a)

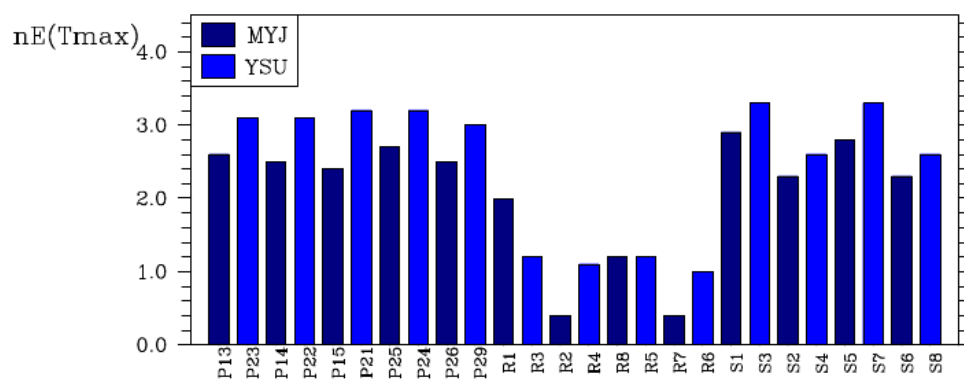


(b)

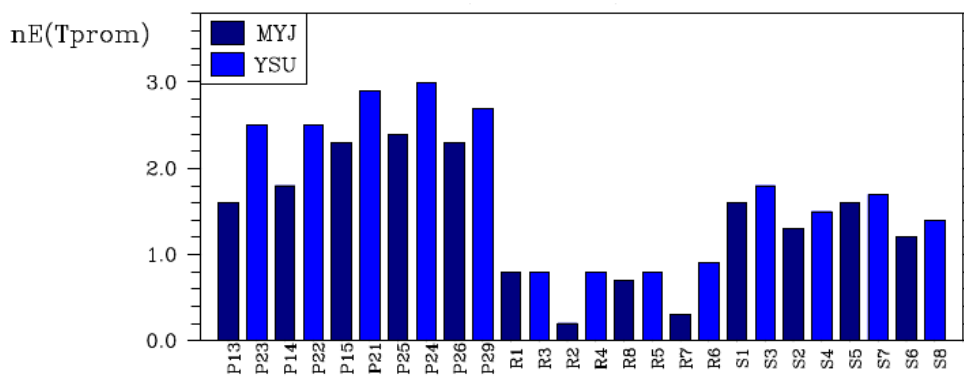
Figura D-13.: Niveles de error de las series horarias de (a) temperatura y (b) humedad relativa en las estaciones rurales E2 y E3, para dos esquemas distintos de capa límite: Mellor-Yamada-Janjic (MYJ) y Yonsei University (YSU). Ambos diagramas comparan los resultados por parejas, donde: P13-P23, R2-R4, S1-S3 tienen 11 horas de calentamiento y corren con parámetros Loridan-Grimmond en el modelo urbano; P24-P25, R1-R3, S2-S4 corren con Loridan-Grimmond y 17 horas de calentamiento; P14-P22, R6-R7, S5-S7 corren con 11 horas de calentamiento y parámetros urbanos del WRF; P15-P21, P26-P29, R5-R8, S6-S8 con 17 horas de calentamiento y parámetros urbanos del WRF. Todos los experimentos se configuraron con el esquema de convección New.Grell en el dominio más exterior, a excepción de la dupla P26-P29 que corrió con el esquema Kain-Fritsch en el dominio externo.



(a) Nivel de error para temperaturas mínimas



(b) Nivel de error para temperaturas máximas



(c) Nivel de error para temperaturas promedio

Figura D-14.: Niveles de error de las estaciones rurales A2,A5,E2,E3 para temperaturas mínimas, temperaturas máximas y temperaturas promedio. Los experimentos son los mismos que se detallan en la Figura D-13.

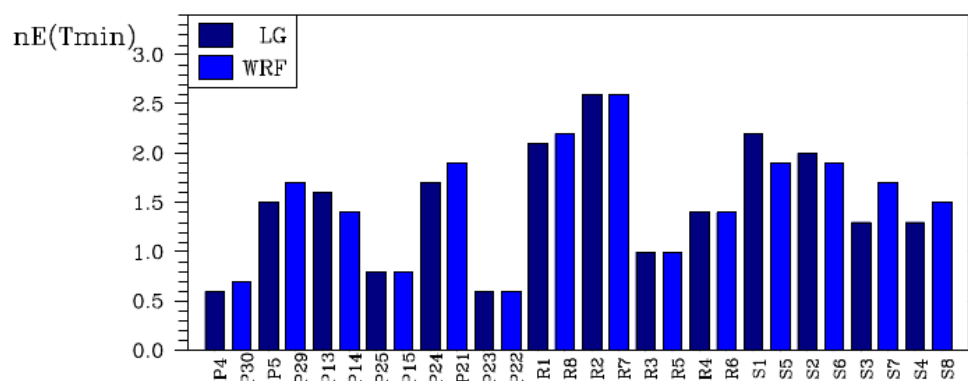


Figura D-15.: Niveles de error de la temperatura en las estaciones rurales A2,A5,E2,E3 para experimentos con distintas parametrizaciones del modelo urbano: del WRF y sugerida por Loridan-Grimmond (LG). En el diagrama se comparan los resultados por parejas, así: P4-P30, P22-P23, R4-R6, S3-S7 tienen 11 horas de calentamiento y esquema de capa límite YSU; las duplas P5-P29, P21-P24, R3-R5, S4-S8 tienen 17 horas de calentamiento y capa límite YSU; las P13-P14, R2-R7, S1-S5 corren con 11 horas de calentamiento y capa límite MYJ; las duplas P15-P25, R1-R8, S2-S6 corren con 17 horas y MYJ. Sólo los experimentos P4-P30 y P5-P29 corresponden al esquema de convección Kain-Fritsch, el resto a New-Grell, en todos los casos en el dominio externo.

Referencias

- Arias, A. (2013). Estructura, clasificación y evolución del relieve en el departamento de Antioquia. En R. Callejas y A. Idárraga (Eds.), *Flora de antioquia: Catálogo de las plantas vasculares del departamento de antioquia, vol.1* (pp. 19–180).
- Baklanov, A. (2003). *FUMAPEX Integrated Systems for Forecasting Urban Meteorology, Air Pollution and Population Exposure–Project Kick-off Meeting and First Progress Report* (Inf. Téc.). Copenhagen: DMI Sci. Report 03-12, ISSN 0905-3263.
- Baklanov, A., Fay, B., Kaminski, J., Sokhi, R., Pechinger, U., y De Ridder, k. (2008). *Overview of existing integrated (off-line and on-line) mesoscale meteorological and chemical transport modelling systems in Europe*. Geneve: WMO.
- Baklanov, A., Grimmond, S., Mahura, A., y Athanassiadou, M. (2009). *Meteorological and air quality models for urban areas* (A. Baklanov, S. Grimmond, A. Mahura, y M. Athanassiadou, Eds.). Springer.
- Baklanov, A., y Grisogono, B. (Eds.). (2007). *Atmospheric Boundary Layers. Nature, Theory and Applications to Environmental Modelling and Security*. New York: Springer Science+Business Media.
- Baklanov, A., Hänenen, O., Slordal, L., Bjergene, N., Fay, B., Finardi, S., . . . Odegaard, V. (2007). Integrated systems for forecasting urban meteorology, pollution and population exposure. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 7, 855-874.
- Baklanov, A., Joffre, S. M., Piringer, M., Deserti, M., Middleton, D. R., Tombrou, M., . . . Kuchin, A. (2006). *Towards estimating the mixing height in urban areas Recent experimental and modelling results - COST 715 Action*.
- Barry, R. G. (2008). *Mountain Weather and Climate* (3.^a ed.). Cambridge, UK: Cambridge University Press.
- Batchvarova, E., Cai, X., Gryning, S. E., y Steyn, D. (1999). Modelling internal boundary-layer development in a region with a complex coastline. *Boundary-Layer Meteorology*, 90(1), 1–20.
- Batchvarova, E., y Gryning, S. E. (1994). An applied model for the height of the daytime mixed layer and the entrainment zone. *Boundary-Layer Meteorology*, 71(3), 311–323. doi: 10.1007/BF00713744
- Batchvarova, E., y Gryning, S. E. (1998). Wind climatology, atmospheric turbulence and internal boundary-layer development in Athens during the MEDCAPHOT-TRACE experiment. *Atmospheric Environment*, 32(12), 2055–2069.
- Batchvarova, E., y Gryning, S. E. (2006). Progress in urban dispersion studies. *Theoretical*

- and *Applied Climatology*, 84(1-3), 57–67. doi: 10.1007/s00704-005-0144-1
- Bechtel, B., Foley, M., Mills, G., Ching, J., See, L., Alexander, P., ... Gál, T. (2015). CENSUS of Cities: LCZ Classification of Cities (Level 0)–Workflow and Initial Results from Various Cities. En *Proceedings of the icuc9. meteo france*. Toulouse, France..
- Beyrich, F. (1994). Sodar observations of the stable boundary layer height in relation to the nocturnal low-level jet. *Meteorologische Zeitschrift*, 3(1), 29–34.
- Buck, A. (1981). New equations for computing vapor pressure and enhancement factor. *Journal of Applied Meteorology*, 20, 1527–1532.
- Carson, D. J., y Smith, F. B. (1974). Thermodynamic model for the development of a convectively unstable boundary layer. *Turbulent Diffusion in Environmental Pollution, Vol. 1*, 111–124.
- Chen, F., Kusaka, H., Bornstein, R., Ching, J., Grimmond, C. S. B., Grossman-Clarke, S., ... Zhang, C. (2011, febrero). The integrated WRF/urban modelling system: development, evaluation, and applications to urban environmental problems. *International Journal of Climatology*, 31(2), 273–288. Descargado de <http://doi.wiley.com/10.1002/joc.2158> doi: 10.1002/joc.2158
- Chen, F., Miao, S., Tewari, M., Bao, J. W., y Kusaka, H. (2011). A numerical study of interactions between surface forcing and sea breeze circulations and their effects on stagnation in the greater Houston area. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 116(D12), 19.
- Cleugh, H. A., y Grimmond, C. S. B. (2001). Modelling regional scale surface energy exchanges and CBL growth in a heterogeneous, urban-rural landscape. *Boundary-Layer Meteorology*, 98(1), 1–31.
- Coceal, O., y Belcher, S. E. (2004). A canopy model of mean winds through urban areas. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 130(599), 1349–1372.
- Curry, J. A., y Webster, P. J. (1998). *Thermodynamics of atmospheres and oceans*. Academic Press.
- Dandou, A., Tombrou, M., Schäfer, K., Emeis, S., Protonotariou, A. P., Bossioli, E., ... Suppan, P. (2009). A comparison between modelled and measured mixing-layer height over Munich. *Boundary-Layer Meteorology*, 131(3), 425–440. doi: 10.1007/s10546-009-9373-7
- De Wekker, S. (2002). *Structure and Morphology. The convective boundary layer in mountainous terrain* (Tesis Doctoral no publicada). The University of British Columbia, Canada.
- Espinal, S. (2013). Zonas de vida en el departamento de Antioquia. En R. Callejas y A. Idárraga (Eds.), *Flora en antioquia: Catalogo de las plantas vasculares del departamento de antioquia, volumen 1*.
- Fiedler, F., Adrian, G., y Hugelmann, C. (1987). Beobachtete Phänomene Während des TULLA-experiments [Phenomena observed during the TULLA experiment]. En *3rd pef statuskolloquium* (pp. 347–365). Karlsruhe.

- Flórez, L., Botero, V., Jiménez, J., Ochoa, A., y Palacio, C. (2016). *Determination of urban fraction from satellite imagery for climate modeling in cities. A remote sensing approach for climate modeling parameterization in cities*. Medellín, Colombia.
- Garratt, J. (1992). *The atmospheric boundary layer*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Giorgi, F., y Mearns, L. (1999). Introduction to special section: regional climate modeling revisited. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *104*, 6335–6352.
- Grimmond, C., y Oke, T. R. (1999). Aerodynamic Properties of Urban Areas Derived from Analysis of Surface Form. *Journal of applied Meteorology*, *38*, 1262–1292.
- Grimmond, C. S. B. (2006). Progress in measuring and observing the urban atmosphere. *Theoretical and Applied Climatology*, *84*(1-3), 3–22. doi: 10.1007/s00704-005-0140-5
- Grimmond, C. S. B., y Oke, T. R. (2002). Turbulent Heat Fluxes in Urban Areas: Observations and a Local-Scale Urban Meteorological Parameterization Scheme (LUMPS). *Journal of Applied Meteorology*, *41*(7), 792–810. doi: 10.1175/1520-0450(2002)041<0792:THFIUA>2.0.CO;2
- Gryning, S. E., y Batchvarova, E. (1996). A model for the height of the internal boundary layer over an area with an irregular coastline. *Boundary-Layer Meteorology 25th Anniversary Volume, 1970–1995*, 405–413.
- Gryning, S. E., y Batchvarova, E. (2001). Mixing heights in urban areas: will 'rural' parameterizations work? En *Workshop on urban boundary layer parameterizations* (pp. 99–110).
- Hanna, S. (1969). The thickness of the planetary boundary layer. *Atmospheric Environment*, *3*(5), 519–536.
- Hardesty, R. M., y Hoff, R. M. (2012). *Thermodynamic profiling technologies workshop report to the National Science Foundation and the National Weather Service* (Inf. Téc.). Boulder, CO: NCAR Tech. Note NCAR/TN-4881STR.
- Heilig, G. K. (2011). *World Urbanization Prospects The 2011 Revision*.
- Herrera, L. (2015). *Caracterización de la capa límite atmosférica en el Valle de Aburrá a partir de la información de sensores remotos y radiosondeos* (Tesis Doctoral no publicada). Universidad Nacional de Colombia-Sede Medellín.
- Holdridge, L. R. (1967). *Life zone ecology* (Inf. Téc.). San José, Costa Rica: Libros y Materiales Educativos (IICA).
- Holtzlag, A. A. M. (1990). A high resolution air mass transformation model for short range weather forecasting. *Monthly Weather Review*, *118*, 1561–1575.
- Holzworth, G. C. (1964). Estimates of mean maximum mixing depths in the contiguous United States. *Monthly Weather Review*, *92*(5), 235–242.
- IGAC. (2007). *Levantamiento semidetallado de las coberturas terrestres*. Departamento de Antioquia. Imprenta Nacional de Colombia.
- Jacobson, M. Z. (2005). *Fundamentals of atmospheric modeling*. Cambridge University Press.

- Jimenez, P. A., y Dudhia, J. (2012). Improving the representation of resolved and unresolved topographic effects on surface wind in the WRF model. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51(2), 300–316.
- Kastner-klein, P., y Rotach, M. (2004). Mean flow and turbulence characteristics in an urban roughness sublayer. *Boundary Layer Meteorology*, 111, 55–84.
- Kitaigorodskii, S. A., y Joffre, S. M. (1988). In search of a simple scaling for the height of the stratified atmospheric boundary layer. *Tellus A.*, 40(5), 419–433.
- Kolev, N., Grigorov, I., Kolev, I., Devara, P. C. S., Raj, P. E., y Dani, K. K. (2007, octubre). Lidar and Sun photometer observations of atmospheric boundary-layer characteristics over an urban area in a mountain valley. *Boundary-Layer Meteorology*, 124(1), 99–115. Descargado de <http://www.springerlink.com/index/10.1007/s10546-006-9131-z> doi: 10.1007/s10546-006-9131-z
- Kossmann, M., y Sturman, A. P. (2003). Pressure-driven channeling effects in bent valleys. *Journal of Applied Meteorology*, 42(1), 151–158.
- Laprise, R. (1992). The Euler equations of motion with hydrostatic pressure as an independent variable. *Monthly weather review*, 120(1), 197–207.
- Liu, S., y Liang, X.-Z. (2010). Observed diurnal cycle climatology of planetary boundary layer height. *Journal of Climate*, 23, 5790–5809.
- Loridan, T., y Grimmond, C. S. B. (2012). Multi-site evaluation of an urban land-surface model: intra-urban heterogeneity, seasonality and parameter complexity requirements. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 138(665), 1094–1113.
- Loridan, T., Grimmond, C. S. B., Grossman Clarke, S., Chen, F., Tewari, M., Manning, K., y Best, M. (2010). Trade-offs and responsiveness of the single-layer urban canopy parametrization in WRF: An offline evaluation using the MOSCEM optimization algorithm and field observations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(649), 997–1019.
- Lyra, R., Druilhet, A., Benech, B., y Biona, C. B. (1992). Dynamics above a dense equatorial rain forest from the surface boundary layer to the free atmosphere. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 97(12), 12953–12965.
- MacDonald, R. (2000). Modeling the mean velocity profile in the urban canopy layer. *Boundary-Layer Meteorology*, 97, 25–45.
- Mahrt, L., André, J., y Heald, R. (1982). On the depth of the nocturnal boundary layer. *Journal of Applied Meteorology*, 21, 90–92.
- Martilli, A., Clappier, A., y Rotach, M. W. (2002). An urban surface exchange parameterization for mesoscale models. *Boundary-Layer Meteorology*, 104(2), 261–304.
- Mejía, O. (2002). *Un modelo estacionario de circulación atmosférica diurna en el Valle de Aburrá para época de verano* (Tesis Doctoral no publicada). Universidad de Antioquia.
- Melas, D., y Kambezidis, H. (1992). The depth of the nocturnal boundary layer over an urban area under sea-breeze conditions. *Boundary Layer Meteorology*, 61, 247–274.
- Mesa S., O. J., Poveda G., J., y Carvajal S., L. F. (1997). *Introducción al clima de Colombia*.

- Universidad Nacional de Colombia, sede Medellín.
- Miao, S., Chen, F., LeMone, M. A., Tewari, M., Li, Q., y Wang, Y. (2009). An observational and modeling study of characteristics of urban heat island and boundary layer structures in Beijing. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48(3), 484–501.
- Michalakes, J., Dudhia, J., Gill, D., Klemp, J., y Skamarock, W. (1998). Design of a next-generation regional weather research and forecast model. *Towards teracomputing*, 117–124.
- Mills, G., Ching, J., See, L., Bechtel, B., Feddema, J., Masson, V., y Steeneveld, G. J. (2015). An Introduction to the WUDAPT project. En *Proceedings of the icuc9. meteo france* (p. 6). Toulouse.
- Nisperuza, D. (2015). *Propiedades ópticas de aerosoles atmosféricos en la región andina colombiana mediante análisis de mediciones remotas: LIDAR, fotométricas y satelitales* (Tesis Doctoral no publicada). Universidad Nacional de Colombia - Sede Medellín.
- Oberkampt, W., Trucano, T., y Hirsch, C. (2004). Verification, validation, and predictive capability in computational engineering and physics. *Applied Mechanics Reviews*, 57(5), 345–384.
- Oke, T. (1988). *Boundary layer climates* (2.^a ed.). Routledge.
- Oke, T. (1997). Urban environments. En W. Bailey, W.G., Oke, T.R., Rouse (Ed.), *The surface climates of canada* (pp. 303–327). McGill–Queen’s University Press.
- Oke, T. (2008). Siting and exposure of meteorological instruments at urban sites. En C. y. A. N. Borrego (Ed.), *Air pollution modeling and its applications xvii* (pp. 615–631). Springer Netherlands.
- Ooyama, K. V. (1990). A thermodynamic foundation for modeling the moist atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 47(21), 2580–2593.
- Pérez, J. (2008). *Caracterización preliminar de la circulación en la capa límite atmosférica. Caso de estudio: Valle de Aburrá* (Tesis Doctoral no publicada). Universidad Nacional de Colombia - Sede Medellín.
- Pielke, R. (2002). *No Title* (2nd ed.). Academic Press, Inc.
- Piringer, M., Joffre, S., Baklanov, A., Burzynski, J., Christen, A., Deserti, M., . . . Tombrou, M. (2005). *The urban surface energy budget and mixing height in European cities: Data, models and challenges for urban meteorology and air quality. Final Report of WG2 COST Action-715* (Inf. Téc.). Final Report of WG2 COST Action.
- Piringer, M., Joffre, S., Baklanov, A., Christen, A., Deserti, M., De Ridder, K., . . . Burzynski, J. (2007). The surface energy balance and the mixing height in urban areas - Activities and recommendations of COST-Action 715. *Boundary-Layer Meteorology*, 124(1), 3–24. doi: 10.1007/s10546-007-9170-0
- Posgrado en Aprovechamiento de Recursos Hidráulicos. (2001). *Informe de balances hidrológicos y mapa digital de Antioquia* (Inf. Téc.). Medellín, Colombia: Universidad Nacional de Colombia, sede Medellín.
- Poveda, G. (2006). El clima de Antioquia. En M. Hermelin (Ed.), *Geografía de antioquia*.

- Fondo Editorial Universidad EAFIT & Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Capítulo de Antioquia.
- Poveda, G. (2015). Mountain Tropical Rainfall: evidence of Phase-Locking between the diurnal, annual and interannual cycles in the Andes of Colombia. En *2015 agu fall meeting*.
- Poveda, G., y Mesa, O. J. (2000). On the existence of Lloró (the rainiest locality on Earth): Enhanced ocean-land-atmosphere interaction by a low-level jet. *Geophysical Research Letters*, *27*(11), 1675–1678.
- Raupach, M. R., Antonia, R. A., y Rajagopalan, S. (1991). Rough-wall turbulent boundary layers. *Applied Mechanics Reviews*, *44*(1), 1–25.
- Ren, C., Yan-yung Ng, E., y Katschner, L. (2011). Urban climatic map studies: a review. *International Journal of Climatology*, *31*(15), 2213–2233.
- Rendón, A. (2007). *Rompimiento de la Inversión Térmica en el Valle de Aburrá* (Tesis Doctoral no publicada). Universidad Nacional de Colombia - Sede Medellín.
- Rendon, A. (2014). *Interplay between the temperature inversion and urban heat island in idealized urban valleys with impacts on air quality* (Tesis Doctoral no publicada). Universidad de Antioquia.
- Ríos, C. (2001). *Procesos de Inversión Térmica en el Valle de Aburrá* (Tesis Doctoral no publicada). Universidad Nacional de Colombia - Sede Medellín.
- Roberts, S. M., Oke, T. R., Grimmond, C. S. B., y Voogt, J. A. (2006). Comparison of four methods to estimate urban heat storage. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, *45*(12), 1766–1781.
- Rotach, M., Andretta, M., Calanca, P., Weigel, A., y Weiss, A. (2008). Boundary layer characteristics and turbulent exchange mechanisms in highly complex terrain. *Acta Geophysica*, *56*(1), 194–219.
- Rotach, M., Vogt, R., Bernhofer, C., Batchvarova, E., Christen, A., Clappier, A., . . . Voogt, J. (2005). BUBBLE - An urban boundary layer meteorology project. *Theoretical and Applied Climatology*, *81*(3-4), 231–261. doi: 10.1007/s00704-004-0117-9
- Rotach, M. W. (1993). Turbulence close to a rough urban surface part I: Reynolds stress. *Bound.-Lay. Meteorol.*, *65*, 1–28.
- Rotach, M. W. (2001). Simulation of urban-scale dispersion using a Lagrangian stochastic dispersion model. *Boundary-Layer Meteorology*, *99*(3), 379–410.
- Rotach, M. W., Gryning, S. E., Batchvarova, E., Christen, A., y Vogt, R. (2004). Pollutant dispersion close to an urban surface—the BUBBLE tracer experiment. *Meteorology and Atmospheric Physics*, *87*(1-3), 39–56.
- Rotach, M. W., y Zardi, D. (2007). On the boundary-layer structure over highly complex terrain: Key findings from MAP. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *133*(625), 937–948.
- Roth, M. (2000, julio). Review of atmospheric turbulence over cities. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, *126*(564), 941–990. Descargado de

- <http://doi.wiley.com/10.1002/qj.49712656409> doi: 10.1002/qj.49712656409
- Ruiz-Arias, J. A., Pozo-Vázquez, D., Lara-Fanego, V., Santos-Alamillos, F. J., y Tovar-Pescador, J. (2011). A high-resolution topographic correction method for clear-sky solar irradiance derived with a numerical weather prediction model. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50(12), 2460–2472.
- Sailor, D. J., y Lu, L. (2004). A top-down methodology for developing diurnal and seasonal anthropogenic heating profiles for urban areas. *Atmospheric Environment*, 38(17), 2737–2748. doi: 10.1016/j.atmosenv.2004.01.034
- Salamanca, F., Martilli, A., Tewari, M., y Chen, F. (2011). A study of the urban boundary layer using different urban parameterizations and high-resolution urban canopy parameters with WRF. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 50(5), 1107–1128.
- Savelyev, S. A., y Taylor, P. A. (2005). Internal boundary layers: I. Height formulae for neutral and diabatic flows. *Boundary-Layer Meteorology*, 115(1), 1–25.
- Scherer, D., Fehrenbach, U., Beha, H. D., y Parlow, E. (1999). Improved concepts and methods in analysis and evaluation of the urban climate for optimizing urban planning processes. *Atmospheric Environment*, 33(24), 4185–4193.
- Schlesinger, S. (1979). Terminology for model credibility. *Simulation*, 32(3), 103–104.
- Seibert, P., Beyrich, F., Gryning, S.-e., Jo, S., Rasmussen, A., y Tercier, P. (2000). Review and intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height. *Atmospheric Environment*, 34, 1001–1037.
- Skamarock, W. C., y Klemp, J. B. (2008). A time-split nonhydrostatic atmospheric model for weather research and forecasting applications. *Journal of Computational Physics*, 227(7), 3465–3485.
- Snow, J. (1976). The climate of northern america. En W. Schwerdtfeger (Ed.), *World survey of climatology volume 12: Climates of central and south america*. Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Company Amsterdam.
- Sozzi, R. (1998). *La turbulencia de la atmósfera y la dispersión de los contaminantes*.
- Steenefeld, G. J., Van de Wiel, B. J. H., y Holtslag, A. A. M. (2007). Diagnostic equations for the stable boundary layer height: Evaluation and dimensional analysis. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46(2), 212–225.
- Stensrud, D. J. (2007). *Parameterization schemes: keys to understanding numerical weather prediction models*. Cambridge University Press.
- Stewart, I. D., y Oke, T. R. (2012). Local climate zones for urban temperature studies. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(12), 1879–1900. doi: 10.1175/BAMS-D-11-00019.1
- Steyn, D. G., Wekker, S. F. J., Kossmann, M., y Martilli, A. (2013). Boundary layers and air quality in mountainous terrain. En F. Chow (Ed.), *Mountain weather research and forecasting* (cap. 5). Springer Science+Business Media.
- Stull, R. B. (1988). *An introduction to boundary layer meteorology*. Springer Science &

Business Media.

- Stull, R. B. (2000). *Meteorology for scientists and engineers*. Brooks/Cole, Cengage Learning.
- Sullivan, P., Moeng, C. H., Stevens, B., Lenschow, D., y Mayor, S. (1997). Structure of the entrainment zone capping the convective atmospheric boundary layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *55*, 3042–3063.
- Sundborg, A. (1951). *Climatological Studies in Uppsala: With Special Regard to the Temperature Conditions in the Urban Area* (Rep.61 ed.; Inf. Téc.). Upsala, Suecia.
- Taylor, G. I. (1931). Effect of variation in density on the stability of superposed streams of fluid. *Proceedings of the Royal Society of London., Series A*, 499–523.
- Tennekes, H. (1973). A slab model for the dynamics of the inversion above a convective boundary layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, *30*, 558–567.
- Troen, I., y Mahrt, L. (1986). A simple model of the planetary boundary layer: sensitivity to surface evaporation. *Boundary Layer Meteorology*, *37*, 129–148.
- Univ. Nacional de Colombia Facultad de Minas Laboratorio de Calidad del Aire, y Área Metropolitana del Valle de Aburrá. (2015). *Análisis de tendencias de material particulado PM10 y PM2.5 en el Valle de Aburrá* (Inf. Téc.). Medellín, Colombia.
- Viswanadham, D. V., y Santosh, K. R. (1994). On the relation between atmospheric stability, surface turbulence and mixing height over Southern India. *Theoretical and Applied Climatology*, *49(1)*, 19–25.
- Wallace, J. M., y Hobbs, P. V. (2006). *Atmospheric Science. An Introductory Survey*.
- Wang, Q., Tenhunen, J., Schmidt, M., Kolcun, O., y Droesler, M. (2006). A model to estimate global radiation in complex terrain. *Boundary-Layer Meteorology*, *119(2)*, 409–429. doi: 10.1007/s10546-005-9000-1
- Wang, Q., Tenhunen, J., Schmidt, M., Otieno, D., Kolcun, O., y Droesler, M. (2005). Diffuse PAR irradiance under clear skies in complex alpine terrain. *Agricultural and forest meteorology*, *128(1)*, 1–15.
- Wanner, H., y Filliger, P. (1989). Orographic influence on urban climate. *Weather and Climate*, *9*, 22–28.
- Weigel, A., Chow, F., y Rotach, M. W. (2007). On the nature of turbulent kinetic energy in a steep and narrow Alpine valley. *Boundary Layer Meteorology*, *123*, 177–199.
- Wetzel, P. (1982). Toward parameterization of the stable boundary layer. *Journal of Applied Meteorology*, *21*, 7–13.
- Whiteman, C. (1980). *Breakup of temperature inversions in Colorado mountain valleys* (Inf. Téc.). Fort Collins, CO.: Department of Atmospheric Science. Colorado State University.
- Whiteman, C., Hoch, S., Horel, J., y Charland, A. (2014). Relationship between particulate air pollution and meteorological variables in Utah’s Salt Lake Valley. *Atmospheric Environment*, *94*, 742–753.
- Whiteman, C. D. (1990). Observations of thermally developed wind systems in mountainous

- terrain. En W. Blumen (Ed.), *Atmospheric processes over complex terrain* (pp. 5–42). American Meteorological Society.
- Whiteman, C. D. (2000). *Mountain Meteorology*. New York: Oxford University Press.
- Whiteman, C. D., y Doran, J. C. (1993). The relationship between overlying synoptic-scale flows and winds within a valley. *Journal of Applied Meteorology*, *32*(11), 1669–1682.
- World Meteorological Organization. (2008). *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation* (7.^a ed.). Geneva, Switzerland.
- Wyngaard, J. C. (1992). Atmospheric turbulence. *Annual Review of Fluid Mechanics*, *24*(1), 205–234.
- Wyngaard, J. C. (2010). *Turbulence in the Atmosphere*. Cambridge University Press.
- Xiao-Ming, H., Nielsen-Gammon, J. W., y Zhang, F. (2010). Evaluation of three planetary boundary layer schemes in the WRF model. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, *49*(9), 1831–1844.
- Xie, B., Fung, J., Chan, A., y Lau, A. (2012). Evaluation of nonlocal and local planetary boundary layer schemes in the WRF model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *117*, 1–26.
- Yang, D., Li, C., Lau, A. K. H., y Li, Y. (2013). Long-term measurement of daytime atmospheric mixing layer height over Hong Kong. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *118*(5), 2422–2433. doi: 10.1002/jgrd.50251
- Zardi, D., y Whiteman, C. (2012). Diurnal Mountain Wind Systems. En F. K. Chow, S. F. J. DeWekker, y B. Snyder (Eds.), *Mountain weather research and forecasting* (p. 750). Springer Publishing Co.
- Zeng, X., Brunke, M., Zhou, M., Fairall, C., Bond, N., y Lenschow, D. (2004). Marine atmospheric boundary layer height over the eastern Pacific: data analysis and model evaluation. *Journal of Climate*, *17*, 4159–4170.
- Zilitinkevich, S., y Baklanov, A. (2002). Calculation of the height of the stable boundary layer in practical applications. *Boundary-Layer Meteorology*, *105*(3), 389–409. doi: 10.1023/A:1020376832738
- Zilitinkevich, S., y Mironov, D. V. (1996). A multi-limit formulation for the equilibrium depth of a stably stratified boundary layer. *Boundary-Layer Meteorology*, *81*(3-4), 325–351.