

Tesis de Licenciatura

Validación de parametrizaciones de capa límite utilizando datos de radar

Paola Corrales

Índice general

1	Introducción	10
2	Metodología	14
2.1	Región y casos de estudio	14
2.1.1	Criterios utilizados para la selección de los casos de estudio	16
2.2	Descripción de los datos de radar	17
2.3	Tratamiento de aliasing	18
2.4	Visualización Azimutal de la Velocidad	18
2.4.1	Desarrollo matemático	21
2.4.2	Controles de calidad de los datos	25
2.4.2.1	Antes del ajuste de los datos	25
2.4.2.2	Luego del ajuste de los datos	26
2.4.3	Validación del algoritmo	26
2.4.3.1	Pruebas de validación para distintos errores y datos faltantes	28
2.4.3.2	Perfiles obtenidos	30
2.4.4	Configuración del algoritmo elegida	31
2.5	Consistencia temporal de las observaciones	31
2.6	Procesos asociados a la CLP	33
2.6.1	Determinación del estado de la turbulencia	34
2.6.2	Altura de la capa límite	35
2.6.3	Descripción del LLJ	35
2.7	Modelo WRF	36
2.7.1	Parametrizaciones de capa límite	38
2.7.2	Procesamiento de los datos	39
2.7.3	Tratamiento de variables asociadas a la CLP	39
2.7.3.1	Estimación de la altura de la CLP	39
2.7.3.2	Coeficientes de difusividad turbulenta	40

3 Resultados	41
3.1 Descripción de los casos de estudio	41
3.1.1 Caso 1: 14 de enero de 2016	41
3.1.2 Caso 2: 21 de enero de 2016	43
3.1.3 Caso 3: 23 de enero de 2016	44
3.2 Análisis de las observaciones de radar procesadas con VAD	46
3.2.1 Magnitud y velocidad del viento	46
3.2.2 Características de la capa límite planetaria	54
3.2.2.1 Altura de la capa límite y turbulencia	54
3.2.2.2 Oscilación inercial y LLJ	57
3.3 Análisis de las simulaciones y comparación con observaciones de radar	57
3.3.1 Magnitud y dirección del viento	57
3.3.2 Características de la capa límite planetaria	57
3.3.2.1 Oscilacion inercial y LLJ	57
3.3.2.2 Análisis de la homogeneidad espacial en las variables de estabilidad	57
3.3.2.3 Altura de la capa límite	66
3.3.2.4 Coeficientes de difusividad turbulenta	66
4 Conclusiones	72
Referencias	73

Índice de figuras

2.1	Topografía de la región en estudio en metros sobre el nivel del mar.	15
2.2	Velocidad radial (m/s) observada a las 06 UTC por el radar de Paraná en la elevación 1.3° y $V_N = 6.7\text{m/s}$. Notar las escalas diferentes.	19
2.3	Velocidad radial (m/s) en función del azimut (grados) para un rango y ángulo de elevación fijos. En color se ajusta una función sinusoidal a los datos. . . .	20
2.4	Velocidad del viento (m/s) en función de la altura para los distintos ángulos de elevación (puntos) y perfil final obtenido luego del primedio pesado (linea) calculados con VAD.	23
2.5	Topografía de la región del radar Anguil en metros sobre el nivel del mar. El punto negro indica la ubicación del Radar INTA Anguil, el punto rojo indica la ubicación de la estación Santa Rosa Aero. DatosETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model NOAA (Amante y Eakins, 2009).	27
2.6	Velocidad radial (m/s) observada a las 12 UTC por el radar de Anguil en la elevación 1.3° y la misma variable transformada a partir del sondeo de la estación Santa Rosa Aero para la misma hora	29
2.7	Viento medio (m/s) en función de la altura a partir del sondeo, y las distintas pruebas de validación a la izquierda y el detalle ampliado del máximo en niveles bajos	30
2.8	Velocidad del viento a lo largo del tiempo para el 14 de enero de 2016 a 500 m de altura (negro) y la misma variable luego de la aplicación del LOWESS (color).	33
2.9	Dominios utilizados.	37
3.1	Altura geopotencial en 1000 hPa para las 00 y las 12 UTC del 14 de enero de 2016 (Caso 1). Datos de Reanálisis NCEP (NOAA/OAR/ESRL PSD - Kalnay et al., 1996).	42

3.2	Variables de superficie observadas por la estación meteorológica Paraná el 14 de enero de 2016. La región sombreada corresponde a al período donde se observa nubosidad (ver texto). Datos Servicio Meteorológico Nacional.	42
3.3	Altura geopotencial en 1000 hPa para las 00 y las 12 UTC del 21 de enero de 2016 (Caso 2). Datos de Reanálisis NCEP (NOAA/OAR/ESRL PSD - Kalnay et al., 1996).	43
3.4	Variables de superficie observadas por la estación meteorológica Paraná el 21 de enero de 2016. La región sombreada corresponde a al período donde se observa nubosidad (ver texto). Datos Servicio Meteorológico Nacional.	44
3.5	Altura geopotencial en 1000 hPa para las 00 y las 12 UTC del 23 de enero de 2016 (Caso 3). Datos de Reanálisis NCEP (NOAA/OAR/ESRL PSD - Kalnay et al., 1996).	45
3.6	Variables de superficie observadas por la estación meteorológica Paraná el 23 de enero de 2016. La región sombreada corresponde a al período donde se observa nubosidad (ver texto). Datos Servicio Meteorológico Nacional.	45
3.7	Magnitud y dirección del viento correspondiente al Caso 1 (14/01/2016) observados por el radar y procesados con VAD. En el caso de la magnitud del viento se muestran los errores calculados ($rmse_1$ en círculos y $rmse_2$ en cruces) cuando superan los 0.5 m/s.	48
3.8	Magnitud y dirección del viento correspondiente al Caso 2 (21/01/2016) observados por el radar y procesados con VAD. En el caso de la magnitud del viento se muestran los errores calculados ($rmse_1$ en círculos y $rmse_2$ en cruces) cuando superan los 0.5 m/s.	49
3.9	Magnitud y dirección del viento correspondiente al Caso 3 (23/01/2016) observados por el radar y procesados con VAD. En el caso de la magnitud del viento se muestran los errores calculados ($rmse_1$ en círculos y $rmse_2$ en cruces) cuando superan los 0.5 m/s.	51
3.10	Perfil de viento observado por el radar a las 06 y las 17 UTC y el $rmse_2$ en cada punto (sombreado) para los tres casos. Las marcas en los ejes indican la magnitud del viento máxima y mínima y la altura a la que ocurren. Los valores en superficie fueron obtenidos a partir de los datos de la estación meteorológica Paraná Aero.	52
3.11	Variación del vector del viento en función de la altura entre 100 y 3000 metros, para cada caso de estudio observada por el radar a las 06 UTC. El triángulo marca el nivel inferior y los círculos grandes se ubican cada 500 metros. . . .	53
3.12	Valor absoluto del gradiente vertical de dBZ en función de la altura y el tiempo.	56

3.13 Series de tiempo de la altura de la capa límite, cortante vertical y el número de Richardson en la capa estable nocturna para todos los casos de estudio. En a) y b) se muestra solo el período donde se observa el LLJ, en c) el período en cada caso se encuentra sombreado.	58
3.14 Variación del vector del viento en función del tiempo para tres niveles. Cada circulo representa un valor horario (con circulos más grandes cada 6 horas) y el cuadrado marca el primer tiempo (00 UTC).	59
3.15 Magnitud del viento observada por el radar (Obs) y simulada por el modelo WRF utilizando distintos esquemas de CLP para el Caso 1 (14/01/2016) y posteriormente procesados con VAD.	60
3.16 Dirección del viento observada por el radar(Obs) y simulada por el modelo WRF utilizando distintos esquemas de CLP para el Caso 1 (14/01/2016) y posteriormente procesados con VAD.	61
3.17 Diferencia entre las observaciones y cada simulación correspondiente al Caso 1.	62
3.18 Errores calculados para la estimación de la velocidad del viento (m/s) con cada simulación en función de la altura y la correlación.	63
3.19 Perfil de viento observado por el radar a las 0600 y las 17 UTC y perfiles simulados por el modelo para los mismos momentos. Las marcas en los ejes indican la magnitud del viento máxima y mínima y la altura a la que ocurren.	64
3.20 Variación del vector del viento en función del tiempo para tres niveles. Cada circulo representa un valor horario (con circulos más grandes cada 4 horas) y el cuadrado marca el primer tiempo (00 UTC).	64
3.21 Porcentaje de veces que el valor local de L (a) y el flujo vertical de calor (b) tiene signo distinto a la moda del dominio calculada en todo el periodo analizado. Se muestran los valores mayores al 5% (colores) y topografía del dominio (contornos). Datos de la simulación YSU.	65
3.22 Longitud de Monin Obukhov (m) en función del tiempo, para cada simulación.	66
3.23 Altura de la capa límite en cada simulación.	67
3.24 Valor absoluto del gradiente vertical de dBZ en función de la altura y el tiempo para el Caso 1 y la altura de la capa límite estimada en cada simulación. . .	68
3.25 Coeficiente de difusividad normalizados calculados a partir de los modelos propuestos por Ulke 2000 y promediados sobre en período estable (izquierda) y el período inestable (derecha) de la capa límite.	69
3.26 Variación del número de Prandtl calculado a partir del modelo propuesto por Ulke 2000 con las variables de cada simulación y promediado en cada periodo.	70

3.27 Coeficientes de difusividad promediados para todo el período estable (izquierda) y el período inestable (derecha) de la capa límite en todas las simulaciones.

71

Índice de tablas

2.1	Errores calculados para las distintas pruebas de validación.	30
2.2	Parámetros utilizados en el cálculo del VAD y la construcción de la grilla vertical para todos los casos.	32
3.1	Comparación entre las simulaciones y las observaciones de radar a partir de distintos errores	57
3.2	Parámetros característicos de la capa límite para cada simulación y regimen, promediados para todo el periodo y todo el perfil (en los casos que corresponda). .	68

Agradecimientos

Resumen

Capítulo 1

Introducción

La capa límite planetaria (CLP) corresponde a la porción de atmósfera que se encuentra directamente influenciada por la superficie y que responde a sus forzantes en una escala de tiempo de una hora o menos (Stull, 1988). Dentro de esta capa el flujo se encuentra en estado turbulento y por lo tanto los movimientos del aire son aleatorios. Debido a que la capa límite es forzada por las características de la superficie terrestre (por su temperatura, humedad y otros) su evolución sigue un ciclo con variabilidad diaria.

La estructura de la capa límite puede ser descripta a partir de su evolución. Luego del amanecer la capa límite comienza a crecer debido al calentamiento radiativo de la superficie que produce turbulencia dando lugar a la capa mezclada. En esta capa el viento, la temperatura potencial y otras variables se mantienen constantes con la altura y persiste a lo largo del día hasta el momento del atardecer cuando desaparece el forzante. Durante la noche se forma la capa límite nocturna o capa estable forzada por el enfriamiento radiativo desde superficie, dando lugar a una inversión en el perfil de temperatura. En esta capa la turbulencia puede decaer o producirse intermitentemente. Por encima de esta capa persisten las características de la capa mezclada por lo que toma el nombre de capa residual y no forma parte de la capa límite. Al amanecer se forma una nueva capa mezclada que reemplaza a la capa estable.

Los procesos que ocurren dentro de esta capa son de suma importancia para entender y pronosticar la evolución de la tropopausa en distintas escalas espaciales y temporales. En particular estos procesos controlan el intercambio de energía entre la superficie y la atmósfera afectando, entre otras cosas, las condiciones para la ocurrencia de convección húmeda profunda y la intensidad de las circulaciones de mesoescala, originando eventos meteorológicos que pueden tener un alto impacto sobre las actividades humanas.

En nuestra región existen estudios que buscan caracterizar la evolución y los procesos que ocurren en la capa límite de forma tal de poder avanzar en su entendimiento y su dependencia por ejemplo con las propiedades de la superficie o el estado de la atmósfera (Mazzeo y Gassmann, 1990; Ulke, 2000; Gassmann y Mazzea, 2001; Acevedo et al., 2014; Tonti y Gassmann, 2015).

Dado que la ocurrencia de turbulencia en la capa límite planetaria se da en múltiples escalas espaciales y temporales, la representación de los procesos que ocurren dentro de ella es un desafío para los modelos numéricos. Actualmente los modelos de simulación regional y global no cuentan con la resolución necesaria para representar los procesos de la CLP de forma explícita, debiendo recurrir a una representación simplificada. De esta manera se simula numéricamente una parte del espectro turbulento, mientras que los procesos en la escala de subgrilla se resuelven a través de parametrizaciones con cierres de distinto orden (Stull, 1988), es decir, con diferentes niveles de aproximaciones.

Existen diferentes alternativas para parametrizar los procesos de capa límite pero pueden clasificarse en dos grandes grupos. De acuerdo a Stull (1988), las parametrizaciones con clausura local determinan el valor de cualquier variable desconocida en cada punto a partir del valor o el gradiente de una variable conocida en el mismo punto; suponiendo que la difusión turbulenta tiene un comportamiento análogo al de la difusión molecular. Por otro lado las parametrizaciones con clausura no local asumen que la turbulencia está caracterizada por la superposición de torbellinos de distintas escalas que transportan las características del medio; y para lograr esto, el valor de la variable desconocida en un punto es aproximada a partir de una variable conocida en varios puntos en el espacio.

La validación de las diferentes parametrizaciones de CLP en distintas situaciones sinópticas es un tema de gran interés debido a la necesidad de modelar los procesos de subgrilla presentes que afectan procesos en el resto de las escalas de variabilidad atmosférica (Zhang y Zheng, 2004; Hu et al., 2010; Xie et al., 2012; Banks et al., 2016).

A nivel regional, la representación de la capa límite en los modelos numéricos ha recibido mucha atención en las zonas oceánicas (particularmente en los océanos tropicales, Wang et al. (2004)). Sin embargo, existen pocos estudios acerca del desempeño de las parametrizaciones de capa límite en las regiones continentales (Ulke y Andrade, 2001; Ruiz et al., 2010; Berri et al., 2012; Rizza et al., 2013).

Uno de los principales desafíos a la hora de estudiar los procesos que ocurren en la capa límite o para validar cómo los modelos representan dichos procesos, es la disponibilidad de observaciones. Las redes de radiosondeos que permiten obtener perfiles de viento, temperatura

y humedad en la capa límite miden con frecuencias temporales de entre 12 y 24 horas (sólo eventualmente cada 6 horas) lo que dificulta la posibilidad de analizar la evolución de las características de la CLP a lo largo del día.

Sin embargo los radares Doppler permiten estimar la componente radial del viento en un radio horizontal de hasta 240 km y a partir de esa información reconstruir perfiles verticales de viento utilizando la técnica Velocity Azimuth Display (VAD).

En días en los que no existen ecos producidos por hidrometeoros, los radares pueden detectar el viento dentro de la capa límite a partir de blancos como los insectos. De acuerdo a Rennie et al. (2010) estos datos podrían ser utilizados si se elimina el efecto de los ecos de terreno y otras observaciones erróneas. Las observaciones de radar están disponibles con una frecuencia temporal de hasta 5 minutos permitiendo obtener perfiles de viento con una resolución temporal mucho mayor que la de los radiosondeos.

La calidad de estos perfiles ha sido comparada con los perfiles obtenidos a partir de radiosondeos, encontrándose en general que los datos obtenidos resultan adecuados para su uso en el estudio de los procesos de capa límite y en la verificación de modelos numéricos (Bousquet et al., 2008; Salonen et al., 2008) y en la generación de condiciones iniciales para pronósticos a muy corto plazo (Rennie et al., 2011).

Uno de los aspectos importantes a tener en cuenta en el uso de radares para el estudio de los perfiles de viento, es la necesidad de aplicar un riguroso control de calidad a los datos que permita solucionar diversos aspectos que pueden afectar la confiabilidad de los mismos. Entre los problemas más comunes se cuentan: contaminación por ecos de terreno, efecto de aliasing, y contaminación por blancos móviles. Estos aspectos deben ser abordados antes de poder utilizar los datos para estimar el perfil de velocidad (Holleman et al., 2008; Rennie et al., 2011) aplicando algoritmos de control de calidad (Rennie et al., 2011; Ruiz et al., 2015).

La disponibilidad de la información de radar Doppler en Argentina desde 1999 con la instalación del radar Ezeiza (Elía et al., 2017) ofrece un gran recurso de información para estudiar las propiedades de la capa límite planetaria en nuestra región y para validar la calidad de los modelos numéricos a la hora de representar dichas propiedades.

El objetivo de esta Tesis de Licenciatura es desarrollar una metodología para el estudio de los procesos de capa límite a partir de los datos de radar y analizar el comportamiento de tres parametrizaciones de CLP disponibles en el modelo Weather Research and Forecasting (WRF - Skamarock et al. (2008)) al representar algunos de los procesos presentes en uno de los casos de estudio seleccionados.

Se plantea como hipótesis que los datos de viento radial obtenidos de información de radar permiten realizar buenas estimaciones de los perfiles verticales de viento con una frecuencia temporal de hasta 5 minutos, en un espesor que abarca desde los 100 metros desde la superficie y hasta 2000 o 3000 m de altura dependiendo de la altura de la capa límite, la presencia de nubes y otras condiciones. La alta frecuencia de información observacional ofrece la posibilidad de caracterizar la evolución temporal de dichos perfiles dentro de la capa límite atmosférica. La estimación de esos perfiles permitirán además validar las parametrizaciones de la capa límite que utilizan los modelos numéricos con una mayor resolución temporal y espacial a la utilizada en trabajos previos.

Capítulo 2

Metodología

En esta sección se describen los datos utilizados en el trabajo, la metodología desarrollada para alcanzar el objetivo propuesto. En primer lugar se determinaron las características necesarias para identificar posibles casos de estudio que permitan analizar los procesos de CLP asociados al ciclo diario. Luego se procesó los datos de radar para caso en estudio y se aplicaron los controles de calidad necesarios antes de realizar el cálculo del VAD desarrollado y validado como parte de este trabajo. Se analizó la consistencia de los resultados obtenidos y las características principales de la variación del viento a lo largo del día haciendo especial hincapié en los procesos que ocurren en el período nocturno. Para las simulaciones numéricas con el modelo regional WRF se definió un dominio y las condiciones iniciales adecuadas para modelar un caso de estudio utilizando tres parametrizaciones disponibles en el modelo. Se compararon las simulaciones con las observaciones previamente obtenidas y se analizaron algunas variables asociadas a la turbulencia.

2.1 Región y casos de estudio

Este trabajo centra el análisis en la región de la ciudad de Paraná (provincia de Entre Ríos, Argentina) donde se encuentran el Radar Doppler del INTA (Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria) y una estación meteorológica de superficie perteneciente al SMN (Servicio Meteorológico Nacional) separados por aproximadamente 9 kilómetros de distancia.

La elevación de la región elegida muestra un mínimo de 5 metros sobre el nivel del mar en el lecho del río Paraná y un máximo de aproximadamente 110 metros sobre el nivel del mar sobre el margen sudeste de río donde ubica tanto la estación meteorológica como el radar

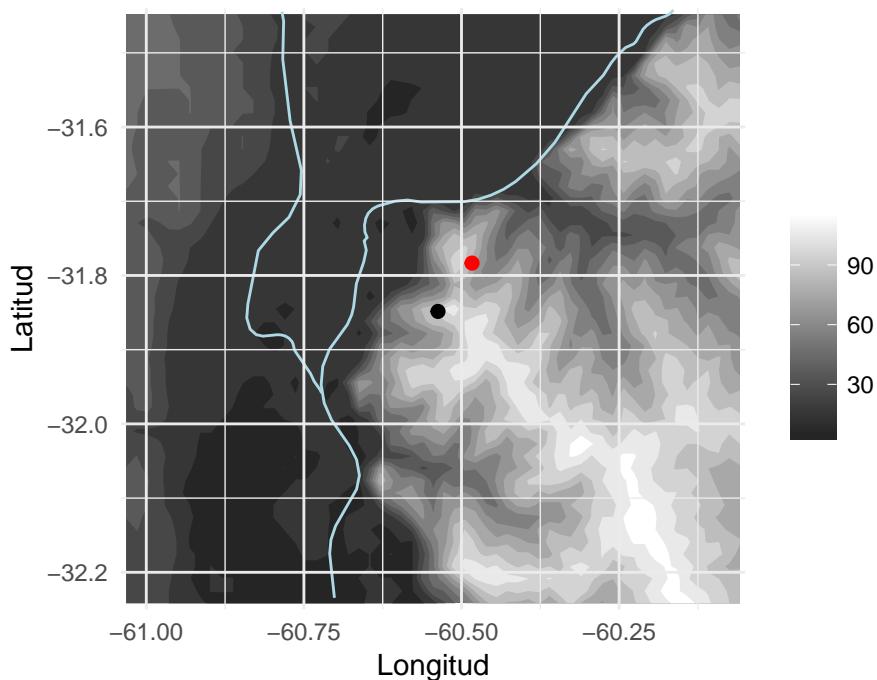


Figura 2.1: Topografía de la región en estudio en metros sobre el nivel del mar. El punto negro indica la ubicación del Radar INTA Paraná, el punto rojo indica la ubicación de la estación Paraná Aero. Datos ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model NOAA (Amante y Eakins, 2009).

(Figura 2.5). La región está dominada por la presencia del río y las regiones costeras donde predominan los campos de pastizales o pasto con excepción la ciudad de Paraná (al norte), la ciudad de Santa Fé (al noreste) y pequeños conglomerados de casas.

2.1.1 Criterios utilizados para la selección de los casos de estudio

Se determinaron distintos criterios para poder identificar casos de estudio donde se observe el desarrollo de la CLP en condiciones normales **Cita**.

Al mismo tiempo se buscaron situaciones donde los datos de radar son confiables. Los criterios seleccionados son los siguientes:

- **Viento moderado.** En estas situaciones los datos de radar son más confiables y permiten el desarrollo de la capa límite estable nocturna (Gassmann y Mazzea, 2001). Se determinó como umbral máximo 7 m/s que corresponde a la categoría de brisa moderada en la escala de Beaufort.
- **Cielos despejados.** Para garantizar el calentamiento desde la superficie y el desarrollo de una capa límite mezclada. En los casos donde hubo nubosidad presente, se analizó el tipo de nubosidad, el porcentaje de cobertura del cielo y el impacto que tuvo en la temperatura. Los días donde la nubosidad afectó la variación normal de la temperatura (descenso continuo por la noche y ascenso durante el día) fueron descartados.
- **Verano.** Donde el calentamiento es más intenso.

Las características previas se buscaron a partir del análisis de los datos de la estación meteorológica de superficie Paraná Aero provistos por el SMN y de reflectividad (dBZ) del radar de Paraná para el mes de enero de 2016.

En el primer tipo de datos se analizó la velocidad de viento, la cobertura nubosa y la precipitación observada a cada hora. En el caso de los datos de radar se observó la presencia de ecos meteorológicos en las inmediaciones del radar (a una distancia menor a 150 km) en cada tiempo disponible (aproximadamente cada 10 minutos). Un caso de estudio posible será aquel que cumpla con las características mencionadas durante las 24 horas del día aunque es deseable que las condiciones se mantengan durante las 12 horas previas al día en estudio ya que las características de la capa estable nocturna puede ser influenciada por las características de la capa mezclada del día anterior.

2.2 Descripción de los datos de radar

El radar ubicado en Paraná (Provincia de Entre Ríos) es de doble polarización y emite energía electromagnética en la banda C (4 a 8 GHz). La estrategia de escaneo de la atmósfera está programada para que la antena dé giros en sentido horizontal de 360° y cambie de elevación sucesivamente 12 veces. El ángulo vertical varía entre 0.5° y 15.1°. El rango del radar (distancia a la que llega la señal desde la ubicación del radar) puede ser de 120, 240 y 480 km con una resolución espacial en la dirección del rango de 500 m de acuerdo a la estrategia de escaneo (Saibene et al., 2014).

El escaneo completo del volumen de atmósfera que rodea al radar se realiza cada 5 minutos en el rango de 120 km y de 240 km de manera intercalada, dando como resultado 144 volúmenes de datos diarios para cada estrategia de escaneo. Las variables disponibles en cada tiempo incluyen la reflectividad (dBZ) y velocidad radial (V_r).

Los datos de reflectividad permitieron evaluar la presencia de nubosidad en cada momento mientras que la velocidad radial se utilizó para calcular el perfil de viento. La velocidad radial medida por el radar corresponde a la velocidad de un objetivo u obstáculo en el camino del haz. En situaciones de aire claro (sin nubosidad) es posible tener una medida del campo de viento dentro de la capa límite usando insectos como obstáculos.

En este trabajo se usaron datos de radar provistos por el Servicio Meteorológico Nacional correspondientes a la estrategia de 240 km y 12 ángulos de elevación para los periodos comprendidos por cada caso de estudio. Los datos correspondientes a la estrategia de 120 km no fueron utilizados debido a la cantidad de ángulo de elevación disponibles fue distinta para cada día y en todos los casos menor a 12.

Cada volumen de dato correspondiente a un tiempo de escaneo completo fue convertido al formato CfRadial con el paquete Radx C++ (Dixon, 2010 NCAR - National Center for Atmospheric Research) para el posterior procesamiento y análisis. En particular se utilizó la variable de reflectividad sin procesamiento para determinar la presencia o no de ecos meteorológicos en el dominio cercano al radar y la velocidad radial para la obtención de los perfiles de viento.

2.3 Tratamiento de aliasing

Un problema importante al momento de utilizar los datos de velocidad radial es la contaminación por aliasing ya que afecta significativamente la calidad de los perfiles de viento finales, de acuerdo a Gao y Drogemeier (2004) un 3% de contaminación por aliasing puede generar un error cuadrático medio del 50% en el perfil de viento medio a partir de la técnica VAD. El aliasing es la superposición de la señal de radar y ocurre cuando la velocidad real supera a la velocidad de Nyquist (V_N). Este parámetro es intrínseco a las características del radar ya que depende de la frecuencia y estrategia de escaneo y en particular de la frecuencia de repetición del pulso o señal que emite.

En el caso del radar de Paraná con la estrategia de escaneo de 240km de rango, tiene una $V_N = 6.7m/s$ por lo que cualquier velocidad mayor se verá afectada por el aliasing. Esto puede verse en la Figura 2.2a, las regiones con aliasing son aquellas que donde el valor de la velocidad radial salta al extremo opuesto de la escala.

Existen muchos algoritmos que buscan solucionar el problema del aliasing (por ejemplo Haase y Landelius, 2004; Lim y Sun, 2010) con distinto grado de éxito. Una opción válida es el algoritmo de corrección de aliasing basado en regiones similares disponible en la librería PyART (Helmus y Collis, 2016) disponible en Collis (2016). Este algoritmo busca regiones con velocidad radial similar y transforma el rango de la variable hasta que todas las regiones fueron corregidas de tal manera de obtener un campo continuo. El campo de velocidad radial sin aliasing obtenido utilizando este algoritmo se muestra en la Figura 2.2b.

A partir de la exploración visual puede observarse que el algoritmo resuelve el problema de manera satisfactoria en mayor parte del dominio. Sin embargo se observa una zona en el borde inferior donde la magnitud de la variable es anómalamente alta. Algunas discontinuidades se observaron también en otros casos. Se decidió utilizar este algoritmo para preprocesar todos los volúmenes de datos de radar y se incorporaron algunos controles de calidad al algoritmo de VAD desarrollado (Ver Sección 2.4).

2.4 Visualización Azimutal de la Velocidad

A medida que el radar rota en la dirección azimutal, mide la velocidad de los objetivos para cada ángulo y rango de manera continua y en función del azimut. A esto se le da el nombre de Visualización Azimutal de la Velocidad o por sus siglas en inglés VAD (por Velocity Azimuth Display, Lhermitte (1962)) y se muestra en la Figura 2.3. Si el campo de viento es

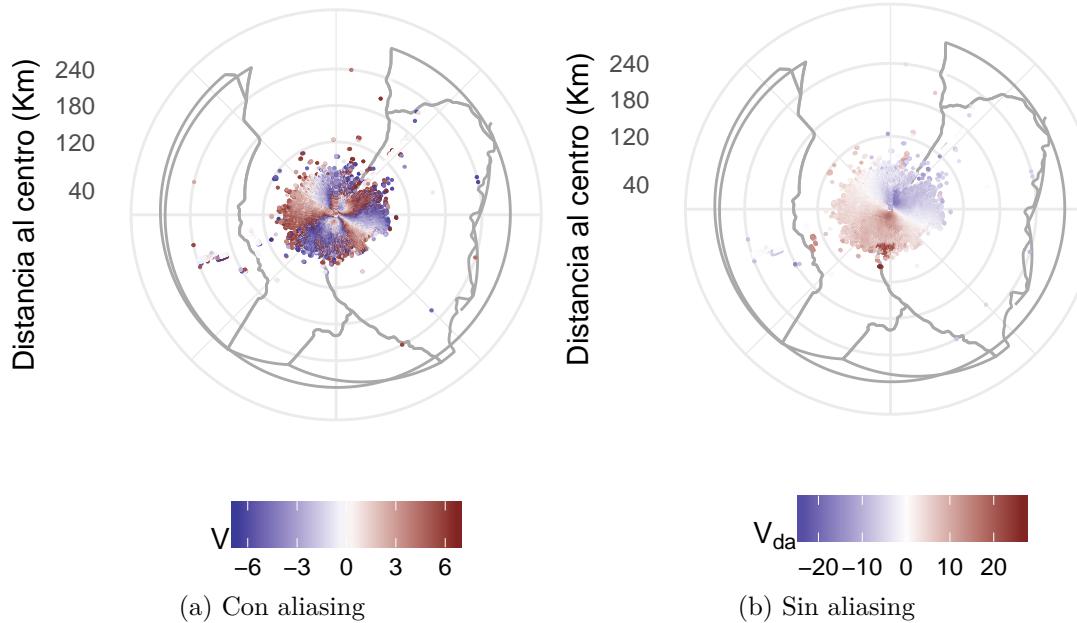


Figura 2.2: Velocidad radial (m/s) observada a las 06 UTC por el radar de Paraná en la elevación 1.3° y $V_N = 6.7\text{m/s}$. Notar las escalas diferentes.

horizontalmente homogéneo, la velocidad radial media tiene un comportamiento sinusoidal en función del azimut.

Esta variable corresponde es la componente radial del viento, es decir, la proyección del viento en la dirección de la propagación del haz de radar. Los valores negativos corresponden a movimiento hacia el radar y valores positivos movimientos desde el radar, mientras que el valor nulo ocurre en las regiones donde el viento es perpendicular a la trayectoria del haz y por lo tanto su proyección es cero.

En días de buen tiempo y aire claro la señal que recibe el radar corresponden a los insectos que se encuentran en la capa límite. Diferentes autores han analizado la validez de la estimación del viento a partir de estos blancos. Si bien en algunos casos los insectos pueden ser considerados blancos pasivos, en otros casos, dependiendo del tamaño y características del insecto, pueden moverse con velocidad y dirección propias (Rennie, 2014). De acuerdo a Hannesen et al. (2014), una posible solución a este problema podría ser el uso de variables polarimétricas que permitan determinar la orientación y dirección de desplazamiento de los insectos para luego corregir la variable V_r observada. En este trabajo si bien no se analizó la calidad de los datos desde este punto de vista individualmente, si se tuvieron en cuenta controles de calidad para disminuir errores.

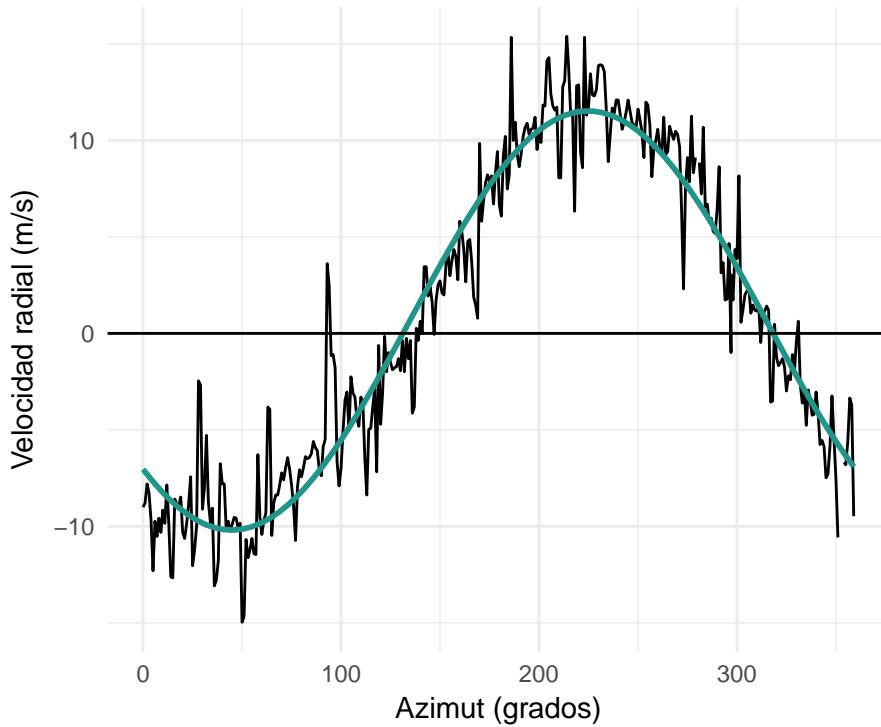


Figura 2.3: Velocidad radial (m/s) en función del azimut (grados) para un rango y ángulo de elevación fijos. En color se ajusta una función sinusoidal a los datos.

Usando el concepto de la Visualización Azimutal de la Velocidad distintos autores han desarrollado técnicas para obtener el perfil vertical de viento real a partir del viento radial o su gradiente con diferentes grados de complejidad. Estas técnicas son también son llamadas VAD (o sus derivaciones). Algunos de estos algoritmos permiten estimar variaciones del viento dentro del dominio siempre que éstas sean lineales. Browning y Wexler (1968), unos de los primeros autores en aplicar este concepto, desarrolló una técnica utilizando series de Fourier para obtener variables del campo del viento descompuesto en la parte divergente, la parte rotacional y la componente de deformación válida para casos donde el campo de viento es horizontalmente homogéneo.

Una variación del VAD, el EVAD (por las siglas en inglés de Visualización Azimutal de la Velocidad Extendida) fue desarrollado por Matejka y Srivastava (1991). En esta técnica se incorpora el uso de pesos al estimar las variables para tener en cuenta los errores en los datos originales y el análisis de los residuos obtenidos a partir de las regresiones calculadas. De acuerdo a los autores, esto permite el uso del algoritmo en situaciones donde la cortante vertical del viento es fuerte, inhomogeneidades en el campo horizontal o insuficientes datos de radar. Posteriormente Gao et al. (2004) desarrolló el GVAD (por las siglas en inglés de Visualización Azimutal del Gradiente de la Velocidad) que permite obtener el perfil vertical

del viento aún en casos donde los datos están contaminados por aliasing utilizando el gradiente de la velocidad radial. Si bien esta técnica es una mejora sustancial, es muy sensible a errores aleatorios y sistemáticos causados por el aliasing. Xu et al. (2010) también busca solucionar el problema de la contaminación por aliasing utilizando un algoritmo que ajusta los datos con aliasing a un modelo de viento uniforme. Posteriormente el mismo autor modifica este algoritmo a partir de un método variacional que permite eliminar la condición de homogeneidad del campo de viento.

Para esta tesis se desarrolló un algoritmo para el cálculo del VAD siguiendo a Browning y Wexler (1968) debido a la simpleza de la técnica pero además se incluyeron controles de calidad específicos para asegurar la validez de los resultados, algunos de los cuales también fueron implementados por los autores mencionados.

2.4.1 Desarrollo matemático

El viento radial medido por el radar para un ángulo de elevación θ y rango r determinado puede expresarse en función del azimut ϕ :

$$V_r = v \cos(\theta) \cos(\phi) + u \cos(\theta) \sin(\phi) - w \sin(\theta) \quad (2.1)$$

Donde u , v y w son las componentes del viento en coordenadas cartesianas.

La Ecuación 2.1 puede ser expresada como suma de una serie de Fourier de la forma:

$$V_r = \frac{1}{2}a_0 + \sum_{n=1}^{\infty} (a_n \cos(n\phi) + b_n \sin(n\phi)) \quad (2.2)$$

Para $n = 1$, los coeficientes de Fourier están asociados al viento en el centro del dominio de escaneo (con subíndice 0) como:

$$\begin{aligned} a_0 &= r \cos(\theta) \left(\frac{\overline{\partial u}}{\partial x} + \frac{\overline{\partial v}}{\partial y} \right) + 2w \sin(\theta) \\ a_1 &= u_0 \cos(\theta) \\ b_1 &= v_0 \cos(\theta) \\ a_2 &= \frac{1}{2}r \cos(\theta) \left(\frac{\overline{\partial u}}{\partial x} - \frac{\overline{\partial v}}{\partial y} \right) \\ b_2 &= \frac{1}{2}r \cos(\theta) \left(\frac{\overline{\partial u}}{\partial y} + \frac{\overline{\partial v}}{\partial x} \right) \end{aligned} \quad (2.3)$$

A partir de esto es posible ajustar cada anillo de datos de radar, es decir los datos para cada θ y r realizando una regresión lineal de la forma:

$$V_r \sim a_1 \cos \phi + b_1 \sin \phi \quad (2.4)$$

Los coeficientes a_0 , a_2 y b_2 dan información sobre la divergencia horizontal y otras características de la variación viento. Estos no fueron estimados por el algoritmo pero es posible su implementación en futuros trabajos.

Finalmente la velocidad y dirección del viento pueden ser calculadas a partir de los coeficientes (Ecuaciones 2.3).

Velocidad:

$$V = \frac{(a_1^2 + b_1^2)^{1/2}}{\cos(\theta)} \quad (2.5)$$

Dirección:

$$\alpha = \frac{\pi}{2} - \tan^{-1}\left(\frac{a_1}{b_1}\right) \text{ si } b_1 < 0 \quad (2.6)$$

$$\alpha = \frac{3\pi}{2} - \tan^{-1}\left(\frac{a_1}{b_1}\right) \text{ si } b_1 > 0 \quad (2.7)$$

El resultado de lo anterior da un valor de la magnitud del viento y su dirección para cada anillo asociado a un ángulo de elevación y rango determinado. Para calcular la altura de cada anillo es necesario conocer la propagación del haz del radar. Ésta depende del índice de refracción de la atmósfera (N) y este a su vez de la densidad del aire y por lo tanto de las condiciones de temperatura y humedad del momento. Existen distintas metodologías para calcular la propagación del haz del radar (Zeng et al., 2014) que varían en complejidad y precisión.

En el algoritmo de VAD desarrollado se aplica el modelo 4/3 del radio de la Tierra. Este modelo es utilizado por la mayoría de los programas de procesamiento de datos de radar ya que pese a su simpleza (no toma en cuenta las condiciones de la atmósfera) es aceptable para cualquier ángulo de elevación usado, alturas máximas de entre 10 y 20 km siempre que el gradiente de N esté alrededor de $-1/a$ donde a es el radio de la Tierra (Doviak y Zrnić, 1993).

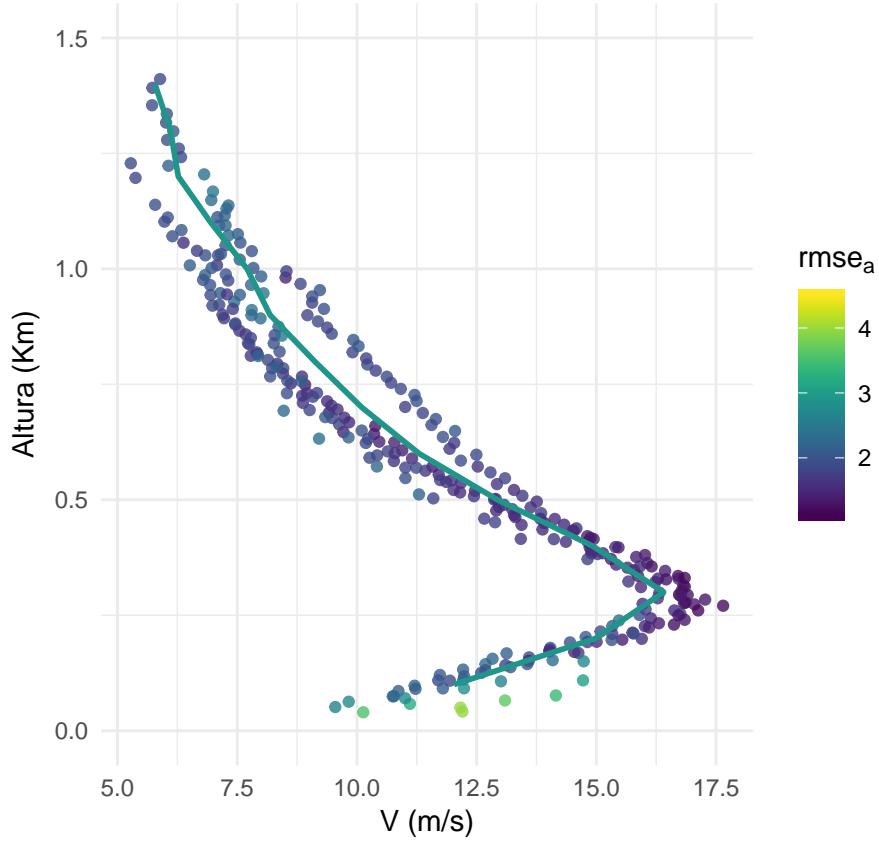


Figura 2.4: Velocidad del viento (m/s) en función de la altura para los distintos ángulos de elevación (puntos) y perfil final obtenido luego del primedio pesado (linea) calculados con VAD.

Por otro lado se calcula la raíz del error cuadrático medio asociado a cada anillo ($rmse_a$) para estimar la diferencia entre las observaciones y el modelo estimado:

$$rmse_a = \sqrt{\sum \frac{(V_r - V_{rmod})^2}{n - 3}} \quad (2.8)$$

donde n es el número de observaciones presentes en un anillo particular.

En la Figura 2.4 se muestra el valor de la magnitud del viento calculado a partir de cada anillo válido y en color el valor de $rmse_a$ asociado para un caso de ejemplo. La dispersión de los datos varía con la altura pero se mantiene la forma del perfil con un $rmse_a$ medio de 2.01 m/s.

Para obtener el perfil vertical de viento que se observa en la Figura 2.4 se calcula un promedio pesado de los datos de anillos individuales correspondientes a cada capa de atmósfera para obtener un valor para cada punto de una grilla vertical equiespaciada preestablecida.

El algoritmo identifica los datos de V para cualquier rango y ángulo de elevación que se encuentran en $z \pm d/2$ donde z es el punto de grilla y d es la resolución espacial de la grilla vertical. Para obtener el valor promedio de V correspondiente a la altura z calcula un promedio pesando la variable por el $rmse_a$ y la distancia de cada anillo al radar r . De esta manera los anillos con mayor error y más alejados a punto donde se está estimando la velocidad y dirección del viento tienen menor influencia en el resultado final. Si bien el $rmse_a$ y r tienen magnitud distinta se observó que el primero tiene mayor influencia en el promedio pesado y que el r permite una mayor coherencia de los datos.

$$\bar{V} = \frac{\sum w_i V_i}{\sum w_i} \quad (2.9)$$

Donde $w_i = \frac{1}{rmse_{ai} + r_i}$ y el subíndice i cuenta la cantidad de datos para cada intervalo $z \pm d/2$. De manera análoga se calcula las componentes u y v y a partir de estas, la dirección del viento para cada punto de grilla vertical. Este cálculo no se realiza con la dirección del viento estimada con las Ecuaciones 2.6 y 2.7 porque al ser una variable cíclica, el promedio puede generar errores.

Finalmente se calcula el error de estimación asociado a cada punto de dos maneras:

- $rmse_1$

$$rmse_1 = \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \quad (2.10)$$

Donde n es la cantidad de anillos en esa capa y $\sigma^2 = \frac{\sum(V_i - \bar{V})^2 / rmse_{ai}^2}{\sum 1 / rmse_{ai}^2}$ con \bar{V} el promedio pesado de la velocidad del viento para la capa.

Este error relativo da cuenta de la distancia entre la velocidad promedio calculada para ese nivel y el valor de cada anillo pesada por el error del anillo. De esta manera si el $rmse_{ai}$ es grande la diferencia $(V_i - \bar{V})^2$ tiene menor peso en el error del nivel. Es importante notar que V_i y \bar{V} no están necesariamente a la misma altura ya que \bar{V} es el promedio de muchos V_i dentro de una capa.

- $rmse_2$

$$rmse_2 = \sqrt{\frac{1}{\sum \frac{1}{rmse_{ai}^2}}} \quad (2.11)$$

Este rmse no toma en cuenta la posible dispersión de los valores individuales de los anillos respecto del valor medio pero retiene el error cuadrático medio de cada anillo y calcula la raíz del error cuadrático medio del nivel como la suma de la inversa de los errores individuales.

2.4.2 Controles de calidad de los datos

El algoritmo de VAD desarrollado incluye algunos controles de calidad para evitar errores asociados a problemas intrínsecos a los datos de radar.

2.4.2.1 Antes del ajuste de los datos

Permiten determinar cuales son los anillos de datos válidos y eliminar posibles errores aleatorios.

- **Ángulos de elevación seleccionados:** La presencia de ecos de terreno pueden generar que los campos de velocidad radial para los primeros ángulos de elevación sean muy ruidosos y sin coherencia espacial. En el otro extremo, en caso de ser necesario, se puede eliminar los ángulos superiores. Por lo tanto es posible seleccionar el rango de ángulos a ser analizados y utilizados en el cálculo del VAD con el *Ángulo mínimo* y el *Ángulo máximo*.
- **Selección del dominio de cálculo:** Otra posibilidad para evitar los ecos de terreno es definir un *Radio interior* por debajo del cual no se incluyen los datos para el cálculo de VAD. En el otro extremo, es posible definir un *Radio exterior* para limitar el uso de datos muy lejanos al centro del volumen de escaneo. Esto es importante para evitar inhomogeneidades en el campo de viento horizontal.
- **Cantidad de datos por anillo:** el algoritmo cuenta la cantidad de datos válidos por anillo y se define un porcentaje de datos faltantes (NaN) límite respecto del total para descartar el anillo, por ejemplo 20%. Si se excede al máximo definido o *NaN máximo* el anillo es descartado. De esta manera se evita la utilización de anillos donde la señal es muy débil.
- **Hueco continuo en un anillo:** Además de los datos faltantes ubicados de manera aleatoria a lo largo de un anillo, los huecos continuos pueden ocurrir debido a la falta de señal en una determinada región. De acuerdo a Matejka y Srivastava (1991) esto puede generar importantes errores en el resultado final, por lo tanto cuando el hueco o *Gap máximo* es mayor a 30° de azimut, el anillo se descarta.

- **Errores aleatorios:** Los errores aleatorios producto de ruido del instrumento pueden ser eliminados utilizando un filtro pasa bajo (Gao y Drogemeier, 2004). Este control no elimina anillos pero produce un suavizado de los datos de cada anillo de manera independiente. Es necesario definir la cantidad de datos o *Pesos* que se utilizaran para calcular el filtro en cada punto.

2.4.2.2 Luego del ajuste de los datos

- **R cuadrado:** El r^2 del modelo ajustado (Ecuación 2.4) permite obtener una medida de la calidad de ese modelo respecto de las observaciones. A partir de la exploración de resultados preliminares se observó que la definición de un umbral mínimo para el r^2 permite descartar anillos que pese a no tener datos faltantes eran erróneos.

2.4.3 Validación del algoritmo

Una manera posible de validar los resultados del VAD es comparando cualitativa o cuantitativamente el perfil vertical de viento generado con los datos de un radiosondeo en el mismo momento. Debido a la inexistencia de sondeos en la región de Paraná se exploró la posibilidad de utilizar datos del Radar INTA Anguil que se encuentra en la provincia de La Pampa y radiosondeos de la estación del SMN Santa Rosa Aero. Si bien el radar y la estación meteorológica no están en la misma ubicación, se encuentran a unos 30 km de distancia y por lo tanto la estación está dentro del dominio de escaneo del radar (Figura ??). Sin embargo se encontró que la señal de V_r en días de cielo claro es muy pobre y por lo tanto al realizar los controles de calidad impuestos en el algoritmo, el perfil de viento final no llega a los 1000 m.

Pero también es posible reconstruir un campo de velocidad radial sintética interpolando la velocidad medida por la radiosonda a la grilla del radar utilizando la Ecuación 2.1. En este proceso se asume que el campo de viento tridimensional varía linealmente. Este campo de velocidad radial sintética V_{rs} puede ser re transformado a un perfil vertical de viento utilizando el VAD y comparado con el sondeo original para determinar la validez del algoritmo.

Para este segundo método de validación se utilizaron un volumen de datos del Radar INTA Anguil del 05 de enero de 2016 a las 12 UTC y los datos del radiosondeo de la estación del SMN Santa Rosa Aero para la misma hora. Además, dado que el resultado de la interpolación del viento real da un campo homogéneo, sin errores o datos faltantes, se aplicaron distintas fuentes de errores para que la validación sea más realista.

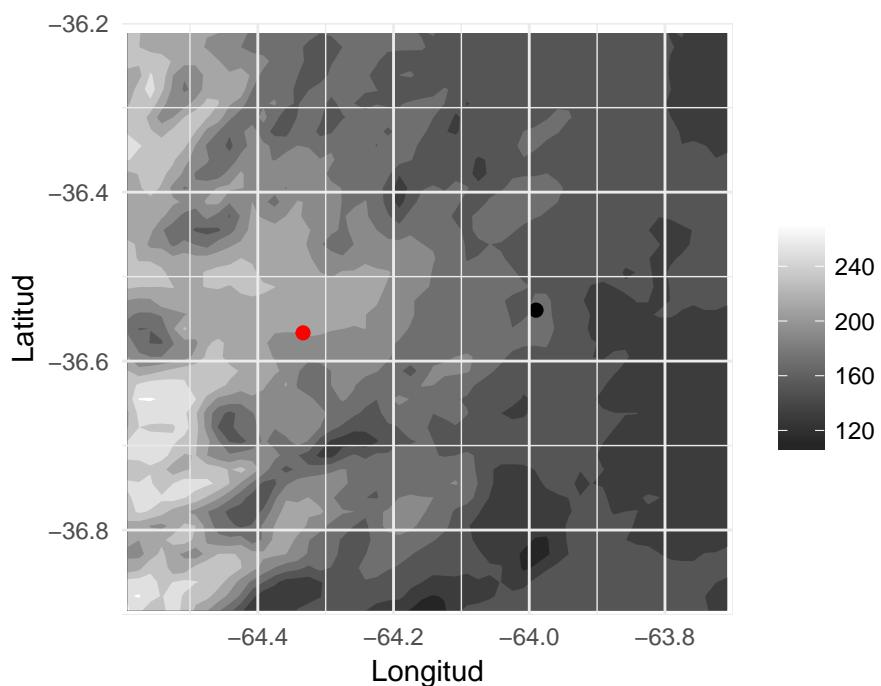


Figura 2.5: Topografía de la región del radar Anguil en metros sobre el nivel del mar. El punto negro indica la ubicación del Radar INTA Anguil, el punto rojo indica la ubicación de la estación Santa Rosa Aero. Datos ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model NOAA (Amante y Eakins, 2009).

2.4.3.1 Pruebas de validación para distintos errores y datos faltantes

- **Sin datos faltantes ni errores (SE)**

Se obtiene el V_r interpolado a la grilla del radar de Anguil (con una estrategia de escaneo hasta 120 km de radio y 8 ángulos de elevación) a partir del sondeo. Como los datos de sondeo llegan hasta los 30 km de altura, hay información disponible para interpolar los datos de V_r para todos los ángulos de elevación y para cualquier rango. Sin embargo esto genera muchos más datos de los disponibles normalmente. Es de esperar que el VAD resultante sea muy similar al sondeo inicial pero esta primera validación también permite verificar que la transformación de V a V_r es correcta.

En la Figura 2.6 se puede observar el campo de V_r observado por el radar (a) y el campo de V_{rs} obtenidos a partir del sondeo (b). Cualitativamente se observa que tanto la magnitud como la dirección del viento son similares pero también que el V_{rs} cubre totalmente el dominio mientras que la señal del V_r se extingue a los 15 km de rango. Cuantitativamente la diferencia $V_r - V_{rs}$ es grande en puntos localizados pero el error absoluto medio es de 2.08 m/s, un valor razonable teniendo en cuenta que las observaciones son realizadas por instrumentos distintos.

- **Con errores aleatorios (EA)**

Para realizar una validación más realista se agregaron errores aleatorios al campo de V_{rs} , esto además permite analizar la sensibilidad del algoritmo a este tipo de errores.

El nuevo campo perturbado será:

$$V'_{rs} = V_{rs} + \alpha \varepsilon(0, 1) \quad (2.12)$$

Donde α es la amplitud del error y ε es un número aleatorio con distribución normal, $\mu = 0$ y $\sigma = 1$.

En la Figura 2.6c se muestra el campo resultante utilizando $\alpha = 1m/s$, rápidamente se ve la variabilidad impuesta y también la disminución en la coherencia horizontal aunque se mantiene aproximadamente el signo de la variable en las distintas regiones.

- **Con errores aleatorios y datos faltantes (EA+NA)**

Otro problema importante en los datos de radar es la ausencia de señal, esto se ve como datos faltantes (NAs). Para analizar el efecto de los datos faltantes se aplicó una máscara de NAs al campo de V'_{rs} de tal manera que sean los mismo NAs presentes en el volumen de datos de radar utilizados para que la distribución de Nas sea realista (Figura 2.6d).

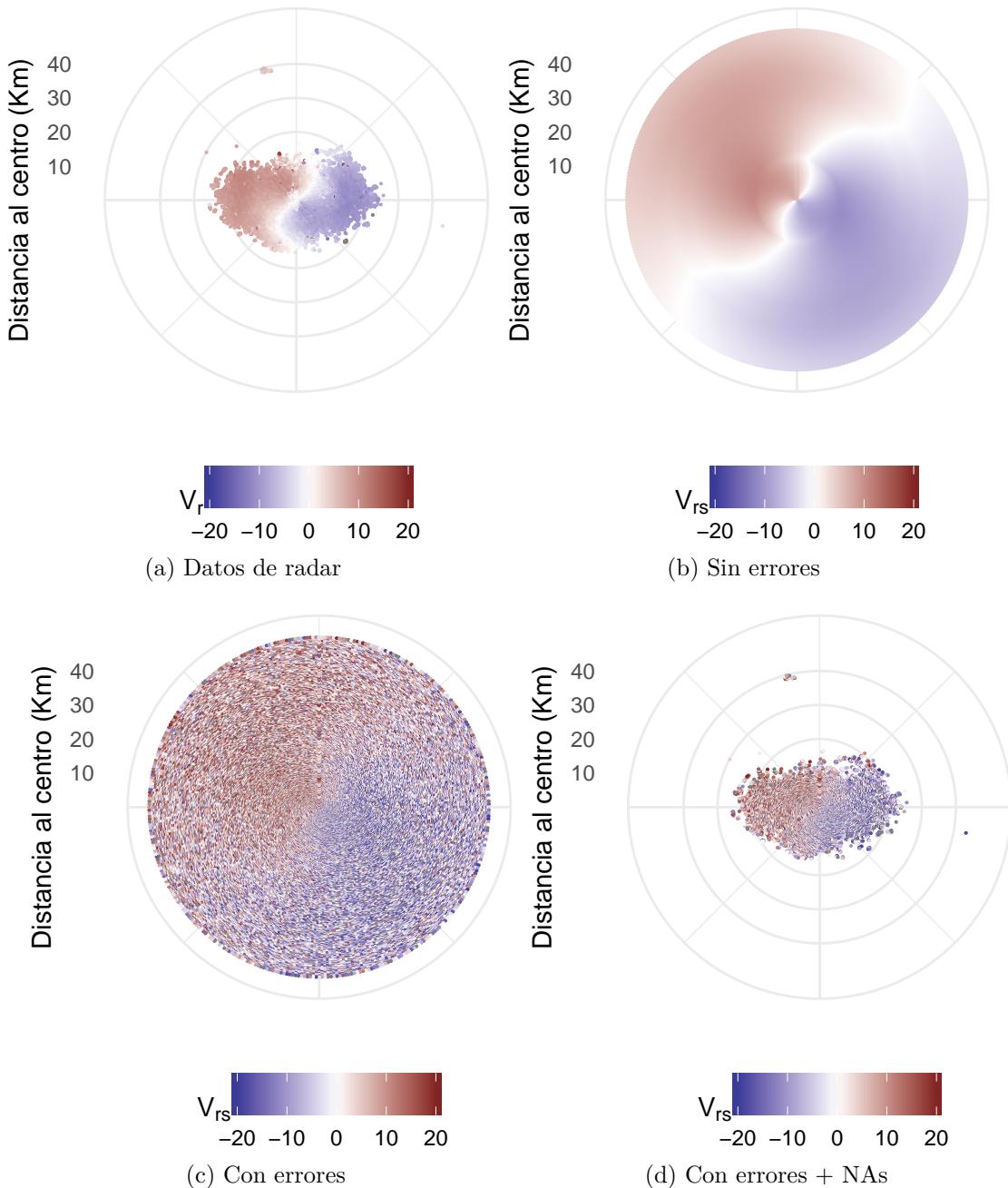


Figura 2.6: Velocidad radial (m/s) observada a las 12 UTC por el radar de Anguil en la elevación 1.3° y la misma variable transformada a partir del sondeo de la estación Santa Rosa Aero para la misma hora

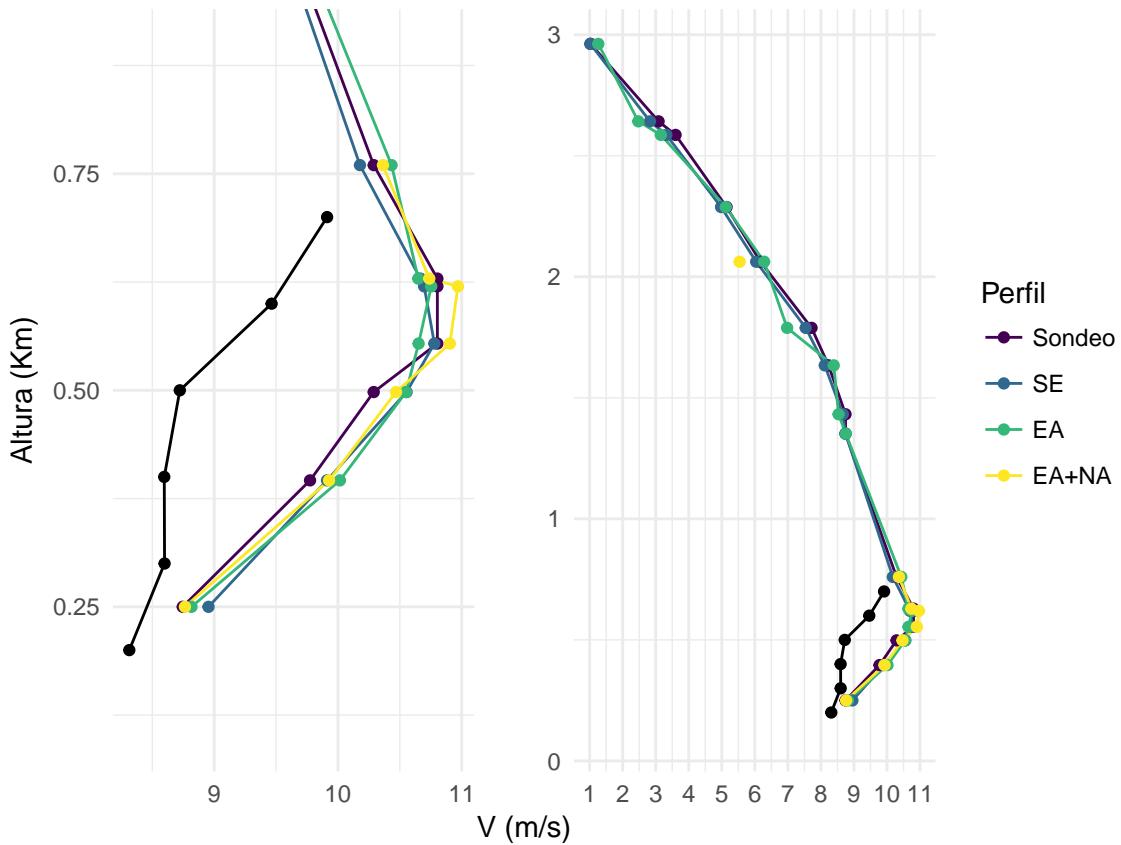


Figura 2.7: Viento medio (m/s) en función de la altura a partir del sondeo, y las distintas pruebas de validación a la izquierda y el detalle ampliado del máximo en niveles bajos

2.4.3.2 Perfiles obtenidos

En la Figura 2.7 se muestra el perfil del sondeo para los primeros 3 km de altura, los perfiles calculado con VAD a partir de los distintos campos sintéticos y en negro se muestra el perfil vertical obtenido a partir de las observaciones del radar para esa hora. En cuanto a la magnitud no se ven diferencias importantes entre el sondeo y los perfiles sintéticos. Al observar el detalle de los primeros 1000 metros de altura, la diferencia es menor a 0.5 m/s en todos los casos. Tampoco se observó sensibilidad al aumento de la amplitud de error (no se muestra).

Tabla 2.1: Errores calculados para las distintas pruebas de validación.

Prueba	rms	rre
SE	0.1613	0.0194
EA	0.3020	0.0364

Prueba	rms	rre
EA+NA	0.1778	0.0214

Esto puede verificarse con el cálculo de distintos errores (Gao y Droege, 2004): la raíz del error cuadrático medio ($rms = \sqrt{\frac{\sum(V-V_{ref})^2}{N}}$) y el error relativo al rms ($rre = \sqrt{\frac{\sum(V-V_{ref})^2}{\sum(V_{ref})^2}}$) donde V_{ref} corresponde a la variable de referencia, en este caso el sondeo. Los resultados se muestran en la Tabla 2.1 y como puede observarse no hay un aumento importante al incorporar errores aleatorios y disminuye al quitar datos en la prueba EA+NA ya que los errores calculados son sensibles a la cantidad total de datos.

El efecto más importante en las pruebas de validación corresponde a la presencia de NAs. La falta de datos en distintas regiones para rangos a partir de 10 a 15 km impide el cálculo del perfil por encima de 800 metros (con excepción de un punto a los 2000 metros de altura).

Si se compara cualitativamente los perfiles de viento obtenidos con el sonde y el perfil calculado con VAD a partir de los datos de radar se observa que estos no coinciden. Además de la falta de datos por encima de los 800 m (debido a la débil señal del radar), la magnitud del viento observado por el radar es siempre menor y con una diferencia de hasta 2 m/s. Tampoco se observa una similitud en la forma de los perfiles pero puede deberse, en parte, a los pocos datos disponibles.

2.4.4 Configuración del algoritmo elegida

En la Tabla 2.2 se detallan los valores utilizados en los distintos parámetros necesarios para el algoritmo VAD que se mantuvieron para todos los casos de estudio.

2.5 Consistencia temporal de las observaciones

Ya que uno de los objetivos de esta tesis es estudiar la evolución del viento a lo largo del día, es importante asegurar cierta consistencia temporal en los datos. La inconsistencia temporal puede deberse a que cada volumen de datos no es medido de manera instantánea si no que demora algunos minutos. Si bien en períodos sin cambios sinópticos importantes no se espera variaciones bruscas del viento, es posible que variaciones menores a los 10 minutos (resolución temporal de los datos de radar) estén afectando la consistencia temporal.

Tabla 2.2: Parámetros utilizados en el cálculo del VAD y la construcción de la grilla vertical para todos los casos.

Algoritmo	Parámetro	Valor
VAD	Ángulo mínimo	1.3°
	Ángulo máximo	11.8°
	Radio interior	0.3 km
	Radio exterior	40 km
	NaN máximo	72
	Gap máximo	30
	Pesos	-
Grilla vertical	R cuadrado	0.8
	Altura mínima	0.1 Km
	Altura máxima	3 Km
	Espaciado	0.1 Km

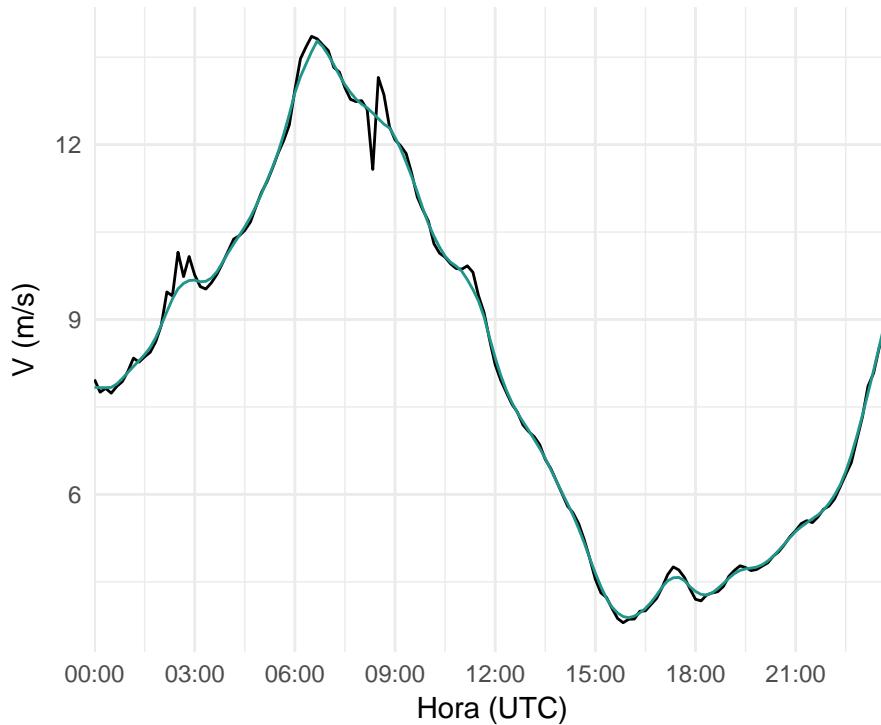


Figura 2.8: Velocidad del viento a lo largo del tiempo para el 14 de enero de 2016 a 500 m de altura (negro) y la misma variable luego de la aplicación del LOWESS (color).

Para solucionar este problema se aplicó un suavizado pesado localmente o LOWESS (LOcally WEighted Scatterplot Smoothing, Cleveland (1979)). LOWESS es un método de regresión no paramétrica y por lo tanto no es necesario asumir que los datos tienen algún tipo de distribución particular. Esto lo hace un método flexible al representar el comportamiento de los datos. Por otro lado la estimación para cada punto se realiza utilizando la información de datos vecinos. Para esto se especifica cuantos datos vecinos se utilizaran para estimar cada punto local como una fracción del total de datos.

En la Figura 2.8 se muestra la variación de la velocidad del viento con el tiempo a 500 m de altura donde se identifican dos momentos donde la variación del viento da saltos bruscos, alrededor de las 03 y las 08 UTC. Al aplicar el LOWESS el resultado es un suavizado de la variable que elimina los saltos bruscos y mejora la coherencia.

2.6 Procesos asociados a la CLP

El estudio de los procesos que ocurren en la CLP es un desafío cuando no se cuenta con datos de la turbulencia. En esta tesis se abordan procesos que pueden ser estudiados a partir de

los perfiles de viento y las variables de superficie.

2.6.1 Determinación del estado de la turbulencia

El número de Richardson puede ser utilizado como un estimador de la estabilidad dinámica (Stull, 1988) y por lo tanto de la turbulencia presente. Su definición surge como el cociente de los términos de producción mecánica y térmica de la turbulencia en la ecuación de energía cinética turbulenta de un fluido gaseoso (Stull, 1988). A partir de suponer válida la teoría K (Pasquill y Smith, 1983) y que los coeficientes de intercambio turbulento de calor sensible y de cantidad de movimiento son iguales, es posible escribir el número de Richardson en función de los gradientes verticales de viento y temperatura potencial:

$$R_i = \frac{\frac{g}{\theta_v} \frac{\partial \theta_v}{\partial z}}{\left[\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial \bar{v}}{\partial z} \right)^2 \right]} \quad (2.13)$$

El signo de este número permite clasificar la evolución de la turbulencia en dos clases: estables ($R_i > 0$) e inestables ($R_i < 0$). El numerador de la Ecuación da cuenta de la disponibilidad de energía asociada a procesos de empuje térmico que favorecen la destrucción o inhiben la turbulencia en condiciones estables y la producen en condiciones inestables. El denominador corresponde a la producción mecánica o por cortante. De acuerdo a Stull (1988) la turbulencia puede mantenerse si R_i es menor a un valor umbral (R_T), ya que por encima de este umbral (en general $R_T = 1$), la inhibición de la turbulencia se incrementa tendiendo a estabilizar el estado del flujo y volverlo laminar.

Debido a que la estimación de los gradientes suele ser difícil, estos tienden a ser expresados en términos de observaciones discretas. Surge así el número de Richardson Bulk:

$$R_b = \frac{g \Delta \bar{\theta}_v \Delta z}{\bar{\theta}_v [(\Delta \bar{u}^2) + (\Delta \bar{v}^2)]} \quad (2.14)$$

Para obtener el R_b en cada tiempo y su variación con la altura es necesario contar con el perfil vertical de temperatura virtual (θ_v) y de la velocidad del viento. Debido a que solo se cuenta con el valor de la temperatura en superficie, se utilizó la siguiente aproximación válida para estimar el número de Richardson en el periodo estable:

$$R_i \sim \frac{(g (\theta_i - \theta_f) / z_{mx})}{(\bar{\theta} (u_{mx} / z_{mx})^2)} \quad (2.15)$$

Donde θ_i corresponde al valor de la temperatura virtual en superficie en el momento de transición entre la capa mezclada y el comienzo de la capa estable nocturna, por lo tanto será la temperatura en el tope de la capa estable asumiendo que la capa residual no se modifica. El valor de θ_f será la temperatura en superficie observado. Por último u_{mx} es el valor máximo de viento observado y z_{mx} , la altura a la que ocurre este máximo y que se considerará en este trabajo como una aproximación de la altura del tope de la capa estable (Ver Sección 2.6.2).

2.6.2 Altura de la capa límite

La altura de la capa límite se define como la altura a la cual las características de la superficie no afecta la atmósfera. Las estimaciones de esta variable son muy diversas en la literatura y también sus aplicaciones a los modelos numéricos.

Por ejemplo la altura de la capa estable nocturna puede definirse como la altura a la cual la intensidad de la turbulencia es una fracción del valor en superficie mientras que la altura de la capa mezclada puede determinarse como la altura a la que se observa el menor transporte vertical de calor sensible.

Teniendo en cuenta los datos disponibles se determinó la altura de la capa estable nocturna como la altura a la que ocurre el máximo de viento.

Otro enfoque posible es el uso de la reflectividad. Por ejemplo Kaufmann y White (1997) buscó determinar la altura a la que ocurre la inversión térmica en invierno utilizando radares y otros instrumentos asociados utilizando la variable SNR (Signal to Noise Ratio o relación entre la Señal y el Ruido de la reflectividad). Por otro lado Chandra et al. (2010) utiliza la variación de la reflectividad con la altura observada con un perfilador radar de viento en casos de aire claro y cielo nuboso. Esta técnica se basa en el concepto de que en el tope de la capa límite se observan importantes gradientes de temperatura y humedad y estos generan un máximo local en la reflectividad. En este trabajo se exploró de manera preliminar la posibilidad de determinar la altura de la capa límite a partir de las variación es de la reflectividad observada por el radar con la altura.

2.6.3 Descripción del LLJ

El Jet nocturno de capas bajas o LLJ (Low Level Jet) es un fenómeno de mesoescala caracterizado por una corriente fuerte de viento con máximos de entre 10 y 20 m/s que se

localiza en los primeros cientos de metros de altura (Stull, 1988). Su extensión vertical es poca pero horizontalmente puede extenderse por cientos de kilómetros.

Existen distintos criterios para identificar el LLJ. En algunos casos se determina un umbral mínimo para la velocidad del viento a partir del cual se considera la existencia del LLJ siempre que este ocurra por debajo de algún nivel o altura determinada. En otros casos, se busca que el viento sea supergeostrófico. En este trabajo se utilizará el criterio de Bonner (1968) que identifica el LLJ cuando el máximo del viento es superior a 12 m/s y decrece al menos 6 m/s hasta el próximo mínimo o hasta el nivel de 3 km.

El LLJ puede producirse por distintos mecanismos entre los que se pueden nombrar la topografía, baroclinidad asociada a pendientes del terreno, frentes y oscilaciones iniciales. En algunas situaciones, varios mecanismos pueden contribuir a la formación del LLJ de manera conjunta y estos son los que determinan las características del fenómeno.

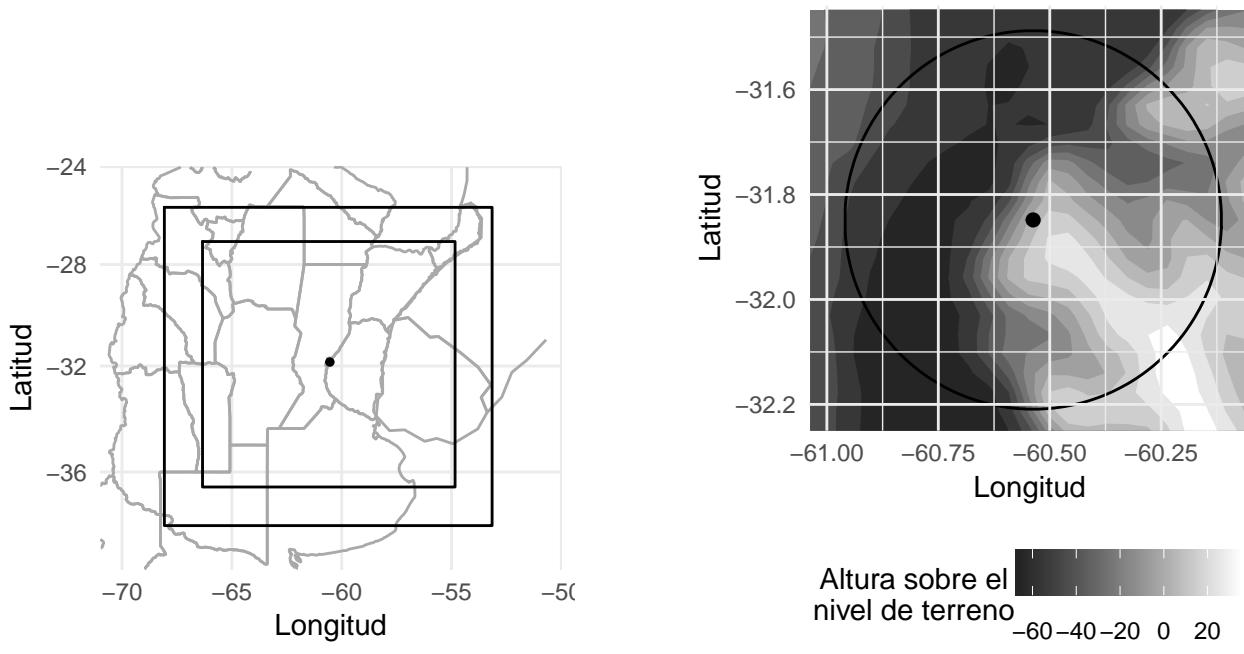
En este trabajo el análisis se centra en el LLJ generado por la oscilación inercial. De acuerdo a Blackadar (1957) luego del atardecer, cuando no hay producción de turbulencia de origen térmico se produce un desacople de la capa mezclada y el viento tiende a acelerarse ante la ausencia de la fricción hacia el equilibrio geostrófico. Sin embargo la fuerza de Coriolis genera una oscilación inercial del viento alrededor del viento geostrófico produciendo un LLJ supergeostrófico durante el periodo estable.

Esta oscilación puede verse en la rotación del vector del viento a lo largo del tiempo. Para el hemisferio sur esta rotación será en sentido antihorario. El periodo de la oscilación inercial es de $P = 2\pi/f$, con f el parámetro de Coriolis. A la latitud de Paraná $P = 17.79$ horas y por lo tanto se espera que el máximo viento ocurra para cuando se alcanza la mitad del periodo desde el atardecer (Kallistratova y Kouznetsov, 2012).

2.7 Modelo WRF

En este trabajo se utilizó el modelo WRF versión 3.9.1 para la realización de simulaciones numéricas que permitan comparar algunas de las parametrizaciones de CLP disponibles: YSU (Yonsei University Scheme), MYJ(Mellor–Yamada–Janjic) y ACM2 (Asymmetric Convection Model 2).

Las simulaciones se integraron en un dominio 1 anidado con un dominio 2 en dos direcciones. El dominio 1 se configuró con una resolución de 12 x 12 km y 105 x 105 puntos de grilla y dominio 2 con una resolución de 4 x 4 km y 253 x 253 puntos de grilla, ambos centrados en



(a) Dominio utilizado en el modelo con resolución de 12 km (dominio exterior) y 4 km (dominio interior). El punto representa la ubicación del radar.

(b) Topografía sobre el nivel del terreno respecto de la ubicación del radar. El círculo negro corresponde al dominio de análisis, de 40km de radio y centrado en el radar.

Figura 2.9: Dominios utilizados.

la ubicación del radar de Paraná. Como se puede ver en la Figura 2.9a el dominio abarca todo el centro y norte del país. Se utilizaron datos geográficos con 10 minutos de resolución para el dominio superior y 2 minutos para el dominio inferior.

Ambos dominios tienen una grilla vertical de 42 niveles expresados en coordenadas sigma-p, con una distribución hipérbola tangencial para que los primeros 20 niveles se ubiquen en los primeros 1800 m. La presión en el tope del modelo es de 100 hPa. De acuerdo a Shin et al. (2012) se determinó que el nivel inferior se ubique en 40 msns para evitar errores en algunas variables de superficie asociadas a la CLP.

Se realizaron simulaciones para el periodo comprendido en el Caso 1, es decir, entre las 06 UTC del 13 de enero a las 00 del 15 de enero de 2016 en todos los casos. Las primeras 6 horas de simulación corresponden al “spin up” del modelo y las siguientes 36 horas al período de interés para el análisis. Si bien el estudio se centra en comparar las observaciones del 14 de enero con las simulaciones, es importante tener en cuenta que la capa estable nocturna puede ser muy influenciada por la capa mezclada del día anterior, por esta razón la simulación empieza 12 horas antes.

Para las condiciones iniciales para las 06 UTC del 13 de enero de 2016 se utilizó el Análisis Final (FNL) de National Centers for Environmental Prediction (NCEP) con resolución de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ y las condiciones de borde fueron forzadas por los mismos datos cada 6 horas.

Para los procesos físicos no asociados a la CLP se usaron las siguientes parametrizaciones: RRTMG (Rapid Radiative Transfer Model for GCMs, Mlawer et al. (1997)) para la radiación de onda larga, Dudhia (Dudhia, 1989) para la radiación de onda corta, WSM6 (WRF Single-Moment 6-Class Microphysics, Hong y Lim (2006)) para los procesos microfísicos, el esquema Kain-Fritsch para los procesos de convección y el modelo Noah de superficie (Tewari et al., 2016).

2.7.1 Parametrizaciones de capa límite

Se presentan las características generales de cada parametrización analizada y el esquema de capa de superficie asociado a cada una (ya que cada parametrización de CLP tiene una determinada parametrización de capa de superficie y lamentablemente no se puede utilizar una en común).

- **YSU**

El esquema YSU (Hong et al., 2006) es un esquema no local y como previamente se mencionó, determina el valor de una variable no conocida en un punto a partir de variables conocidas en distintos puntos. Está configurado con una clausura de primer orden y considera la mezcla no local debido a torbellinos grandes agregando un término de ajuste de gradiente al gradiente local a cada variable de pronóstico. El esquema usa la parametrización de capa de superficie MM5 Monin-Obukohv Similarity.

- **MYJ**

El esquema MYJ es un esquema local que usa una clausura de orden 1.5 y determina los coeficientes de difusión a partir del cálculo de la energía cinética de las perturbaciones pronosticada (Janjić, 1994). MYJ usa el esquema de capa de superficie Janjic Eta Monin–Obukhov.

- **ACM2**

Este esquema es similar a YSU en el sentido de que es no local y tiene clausura de primer orden. Sin embargo considera un transporte no local hacia arriba y un transporte local hacia abajo “capa a capa” para las variables de pronóstico (Pleim, 2007). También utiliza el esquema de capa de superficie MM5 Monin-Obukohv Similarity.

2.7.2 Procesamiento de los datos

Las simulaciones fueron post procesadas con el módulo ARWPost donde se eligió una resolución vertical de 100 metros en los primeros kilómetros de la atmósfera de tal manera que coincide con la grilla vertical de las observaciones de radar. El dominio inicial fue recortado para analizar el disco de 40 km de radio alrededor del radar como se muestra en la Figura 2.9b.

El análisis del viento requiere un segundo procesamiento para transformar la variable a la grilla del radar y de esta manera obtener el perfil vertical de viento a partir del VAD y de esa manera, mejorar la comparación con las observaciones. Este procesamiento se realiza con la librería LETKF-WRF (Ruiz y Mandonado, 2017) a partir de las salidas no procesadas del modelo.

El análisis del resto de las variables pueden hacerse tomando el dato del punto más cercano al radar o a partir del promedio espacial en todo el dominio analizado. Se explorarán ambas posibilidades para determinar posibles diferencias y analizar la homogeneidad espacial de las variables.

2.7.3 Tratamiento de variables asociadas a la CLP

Fue posible configurar el modelo para obtener algunas variables específicas de los esquemas de CLP como la altura de la capa límite estimada por cada parametrización (h), la Longitud de Monin-Obukohv (L), la velocidad de fricción (u_*) y el coeficiente de difusividad de calor (K_h).

2.7.3.1 Estimación de la altura de la CLP

Si bien cada parametrización estima la altura de la CLP, esta estimación es distinta en cada esquema. YSU calcula el número de Richardson Bulk desde superficie y determina h como la altura a la cual R_b alcanza un valor crítico: cero para el régimen inestable y 0.25 para el régimen estable (Hong et al., 2006). ACM2 utiliza el mismo valor crítico del R_b pero en los casos inestables el cálculo del número de Richardson se realiza para la capa de entremezcla entre la CLP y la atmósfera libre (Pleim, 2007). Por otro lado el esquema MYJ diagnostica la altura de la CLP como la altura a la cual la energía cinética turbulenta alcanza un valor prescripto en $0.1m^2/s^2$ (Janjić, 1994).

Esto hace que la comparación entre las distintas parametrizaciones no sea del todo válida. Por esta razón además de utilizar el valor de h para cada parametrización, en el caso de la capa estable nocturna se estimará la altura de la capa a partir de la altura a la que ocurre el máximo de viento siguiendo la metodología utilizada para la observaciones (Sección 2.6.2) y realizar una mejor comparación.

2.7.3.2 Coeficientes de difusividad turbulenta

Si bien se obtuvo el valor de K_h para cada punto de grilla y cada tiempo, no fue posible obtener el coeficiente de difusividad de cantidad de movimiento (K_m) directamente desde el modelo por lo que se estimó a partir de la relación $K_m = K_h P_r$ donde P_r es el número de Prandtl. Este último se determinó calculando los perfiles de los coeficientes de difusividad según Ulke (2000):

- **Condiciones estables ($h/L > 0$)**

$$K_m(z) = k u_{*o} h \left(\frac{z}{h} \right) \left(1 - \frac{z}{h} \right) \left(1 + 6.9 \frac{h}{L} \frac{z}{h} \right)^{-1} \quad (2.16)$$

$$K_h(z) = k u_{*o} h \left(\frac{z}{h} \right) \left(1 - \frac{z}{h} \right) \left(1 + 9.2 \frac{h}{L} \frac{z}{h} \right)^{-1} \quad (2.17)$$

- **Condiciones inestables ($h/L < 0$)**

$$K_m(z) = k u_{*o} h \left(\frac{z}{h} \right) \left(1 - \frac{z}{h} \right) \left(1 - 22 \frac{h}{L} \frac{z}{h} \right)^{1/4} \quad (2.18)$$

$$K_h(z) = k u_{*o} h \left(\frac{z}{h} \right) \left(1 - \frac{z}{h} \right) \left(1 - 13 \frac{h}{L} \frac{z}{h} \right)^{1/2} \quad (2.19)$$

Y a partir de esto se obtiene $P_r(z) = K_m/K_h$ para obtener el coeficiente de difusividad de cantidad de movimientos a partir de los datos del modelo.

Capítulo 3

Resultados

3.1 Descripción de los casos de estudio

A partir de los criterios establecidos en la Sección 2.1.1 se identificaron tres casos de estudio cuyas características principales se describen a continuación.

3.1.1 Caso 1: 14 de enero de 2016

El caso 1 abarca el periodo de las 00 UTC del 14 de enero a las 00 UTC del 15 de enero de 2016. De acuerdo a la Figura 3.1 donde se muestra la altura geopotencial en 1000 hPa para dos momentos, se observó un anticiclón ubicado sobre el océano Atlántico y al este Uruguay a las 00 UTC de 14 de enero. Este sistema está asociado a vientos del norte sobre el dominio en estudio. En superficie se registraron vientos débiles (menores a 2 m/s) del este y sureste en las primeras horas del periodo. En la estación meteorológica se observó nubosidad en niveles altos en las primeras horas de tipo *cirrostratus* que por momentos cortos cubrió parcialmente el cielo. No se observaron ecos meteorológicos en la región del radar. Si bien la presencia de nubosidad puede afectar la evolución de la capa límite en este caso no se observan variaciones en la temperatura fuera de lo normal para cada momento del período (Figura 3.2).

Posteriormente, a las 12 UTC el anticiclón se intensificó y comenzó a moverse hacia el NE mientras que en superficie se observaron vientos predominantes del noreste de hasta 6.5 m/s. No se observó nubosidad y la temperatura en superficie alcanzó los 32.4°C. El aumento de humedad específica observado alrededor de las 12 UTC coincidió con el momento donde se registraron vientos del sector norte y noreste.

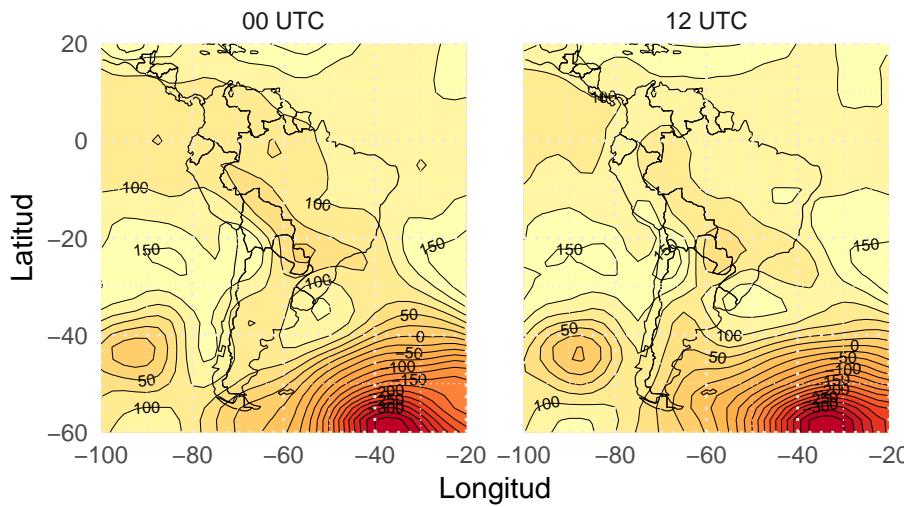


Figura 3.1: Altura geopotencial en 1000 hPa para las 00 y las 12 UTC del 14 de enero de 2016 (Caso 1). Datos de Reanálisis NCEP (NOAA/OAR/ESRL PSD - Kalnay et al., 1996).

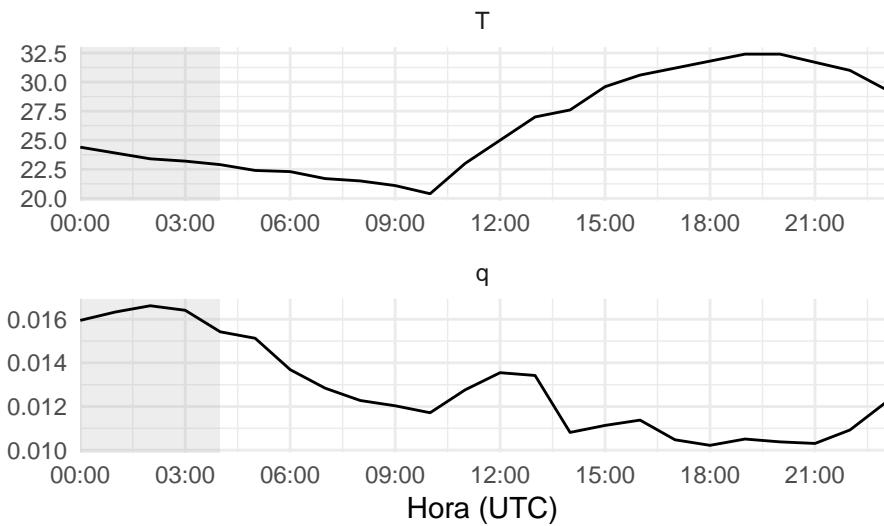


Figura 3.2: Variables de superficie observadas por la estación meteorológica Paraná el 14 de enero de 2016. La región sombreada corresponde a al período donde se observa nubosidad (ver texto). Datos Servicio Meteorológico Nacional.

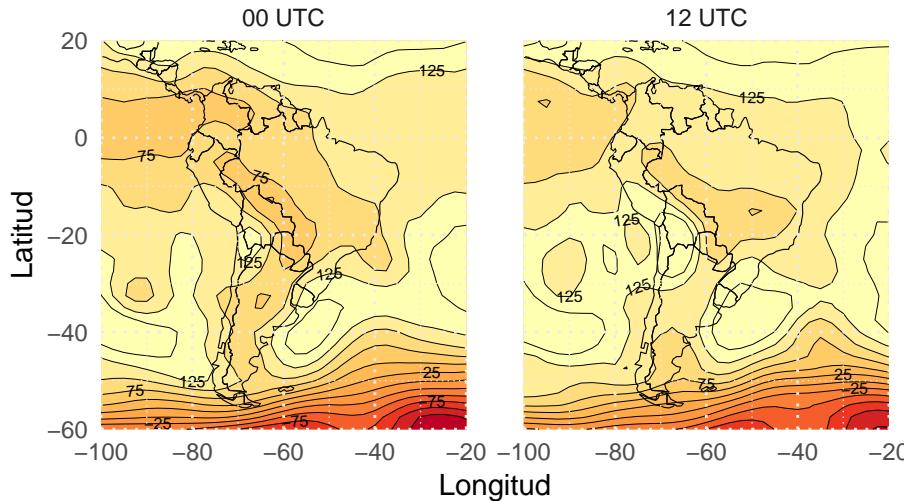


Figura 3.3: Altura geopotencial en 1000 hPa para las 00 y las 12 UTC del 21 de enero de 2016 (Caso 2). Datos de Reanálisis NCEP (NOAA/OAR/ESRL PSD - Kalnay et al., 1996).

3.1.2 Caso 2: 21 de enero de 2016

El caso 2 comprende el período entre las 00 UTC del 21 de enero a las 00 UTC del 22 de enero de 2016. A escala regional a las 00 UTC (Figura 3.3) se observó un anticiclón ubicado sobre el océano Atlántico frente a la costa de Argentina, mientras que en el centro del país se observó una región de baja presión. De acuerdo a los datos de la estación meteorológica en las primeras horas del día el viento estuvo en calma y llegando a los 2 m/s en algunos momentos. La dirección predominante fue del E y SE en algunas horas. En cuanto a la nubosidad, en las primeras cuatro horas se observó nubosidad de tipo *cirrostratus* que no cubrió la totalidad del cielo en ningún momento. No afectó el descenso de temperatura durante las horas nocturnas (Figura 3.4).

Posteriormente a las 12 UTC del mismo día el anticiclón se debilitó y se desplazó hacia el noreste. El viento en superficie fue de predominante del N a partir de esa hora con máximos de hasta 5.5 m/s. Esta situación generó un aumento de la humedad específica proveniente del norte con un máximo luego de las 14 UTC. Entre las 09 y las 16 UTC se observó nubosidad tipo *cirro* que no llegó a cubrir la totalidad del cielo. Esta nubosidad no afectó de manera observable la temperatura en superficie que llegó a 35.4°C. En las observaciones del radar no se vió nubosidad en las inmediaciones.

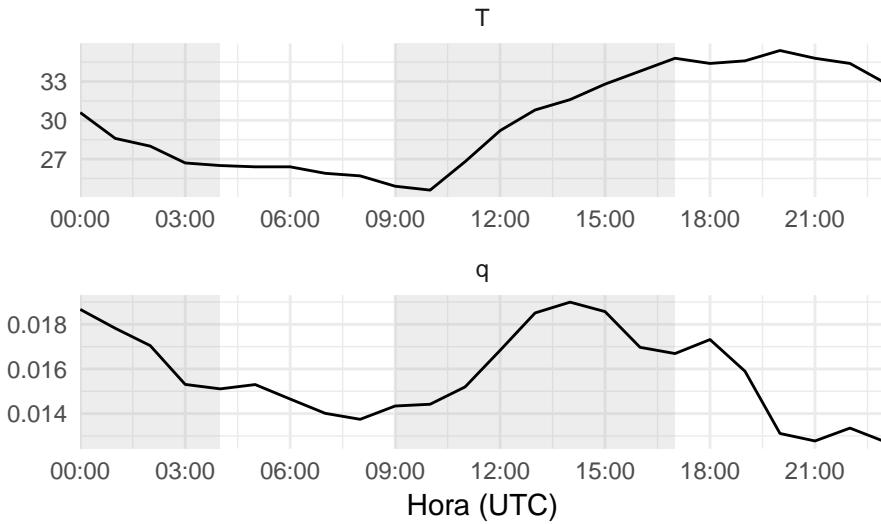


Figura 3.4: Variables de superficie observadas por la estación meteorológica Paraná el 21 de enero de 2016. La región sombreada corresponde a al período donde se observa nubosidad (ver texto). Datos Servicio Meteorológico Nacional.

3.1.3 Caso 3: 23 de enero de 2016

El caso 3 abarca el periodo de las 00 UTC del 23 de enero a las 00 UTC del 24 de enero de 2016. A nivel regional el campo de altura geopotencial en 1000 hPa mostró una región de baja presión en el centro del país (Figura 3.5) que fue desplazándose hacia el NE a lo largo del periodo. Esta configuración puede ser asociada con vientos del N en la región de Paraná, lo que se confirma con los datos de viento registrados en la estación meteorológica débiles a moderados (entre 1.5 y 5 m/s).

Entre las 06 y 09 UTC se observó nubosidad que cubrió dos octavos del cielo de tipo *altocumulus* semitransparentes. Si bien esta nubosidad se observó alejada de radar (a más de 60 km hacia el NE), puede ser la causa del estancamiento de la temperatura en la estación meteorológica durante ese período pero que luego siguió descendiendo al desaparecer la nubosidad. El máximo de humedad específica observado durante las horas nocturnas pudo deberse al transporte de humedad debido al viento del N y del NNE (Figura 3.6).

A las 12 UTC el centro de baja presión fue reemplazado por un anticiclón que se ubicó al sur de la provincia del Buenos Aires y sobre la costa del océano Atlántico. En superficie se registró viento del NO y O con un máximo de 5.5 m/s). Entre las 14 y las 17 UTC se registró nubosidad alta de tipo *cirrus* en forma de filamentos y bandas que no cubrieron la totalidad del cielo en ningún momento. El aumento diurno de la temperatura fue constante hasta llegar a una máxima de 37.2°C a las 20 UTC.

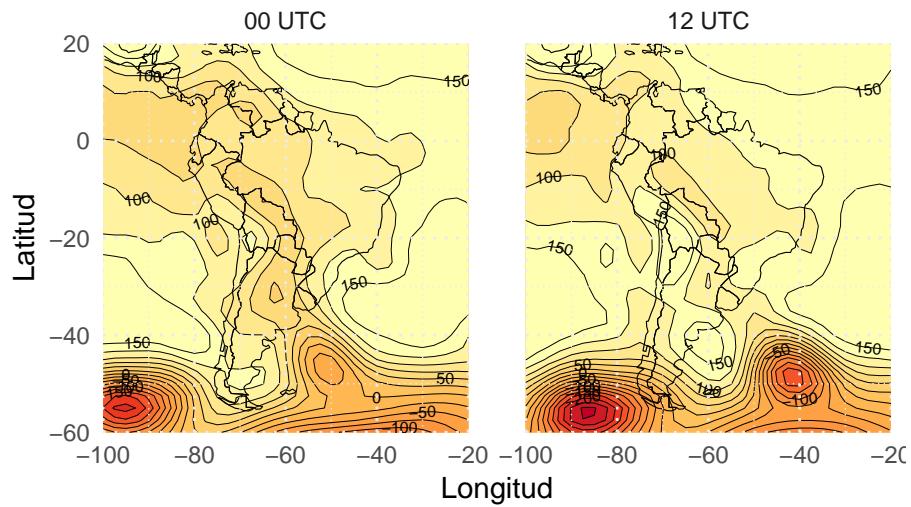


Figura 3.5: Altura geopotencial en 1000 hPa para las 00 y las 12 UTC del 23 de enero de 2016 (Caso 3). Datos de Reanálisis NCEP (NOAA/OAR/ESRL PSD - Kalnay et al., 1996).

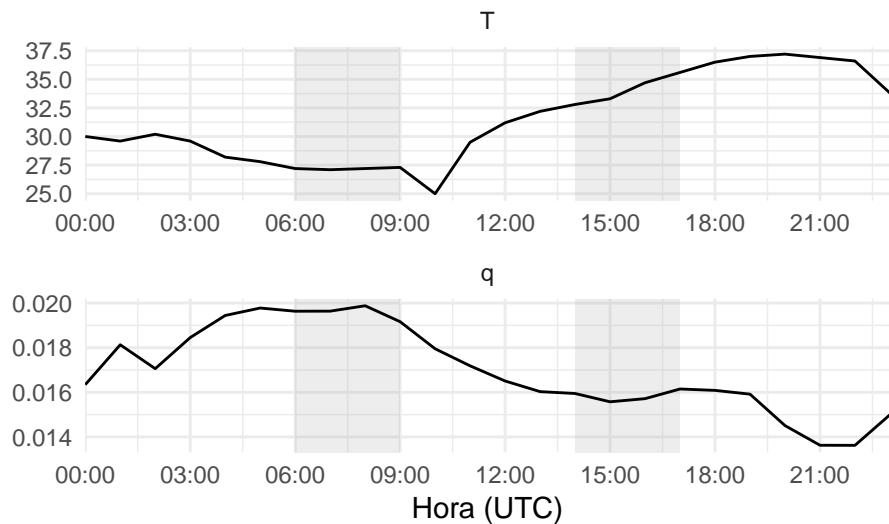


Figura 3.6: Variables de superficie observadas por la estación meteorológica Paraná el 23 de enero de 2016. La región sombreada corresponde a al período donde se observa nubosidad (ver texto). Datos Servicio Meteorológico Nacional.

3.2 Análisis de las observaciones de radar procesadas con VAD

3.2.1 Magnitud y velocidad del viento

Los datos de V_r del radar fueron procesados para obtener la magnitud y la intensidad del viento para el período correspondiente a cada caso de estudio. Debido a que la señal de radar en días de aire claro no supera a los primeros kilómetros de atmósfera y los controles de calidad impuestos, en muchos tiempos los resultados no alcanzan los 3000 m o no existen.

La magnitud y dirección del viento para el Caso 1 se muestra en la Figura 3.7. En la Figura 3.7a se puede observar en contornos la magnitud del viento en función de la altura y a lo largo del tiempo para todo el período que abarca el Caso 1 y en símbolos los errores calculados. Las mayores velocidades de viento se observan en horas nocturnas con un máximo de 16 m/s cercano a las 06 UTC y a 300 metros de altura. Este máximo comienza a observarse a partir de las 03 UTC y se extiende más allá de las 12 UTC (3 horas después de la salida del sol). Posteriormente durante el día la magnitud del viento disminuye a valores del orden de 4 m/s y su variación con la altura es mucho menor en comparación con las horas previas. En las últimas horas la velocidad del viento comienza a aumentar nuevamente con valores de hasta 8 m/s coincidiendo con la puesta del sol cuando la capa mezclada queda desacoplada de la superficie y comienza a desarrollarse la capa estable nocturna.

En el período nocturno se observa un aumento en la magnitud de los errores, principalmente del $rmse_2$ que está asociado a un mayor error en los anillos de datos al estimar el valor del viento en esa región. Los mayores valores del $rmse_2$ (hasta 3.8 m/s) se observan en los bordes de las regiones donde hay datos tanto en niveles altos como en los niveles inferiores por lo que es posible que por fuera de estos límites los datos de radar no hayan cumplido con los controles de calidad y fueron descartados. El $rmse_1$ asociado a la dispersión de los datos, es menor a 0.5 m/s para la mayoría de los tiempos y altura. Algunas excepciones ocurren alrededor de las 08 UTC y para el mismo volumen de datos.

En la Figura 3.7b se muestra la dirección del viento en función de la altura y el tiempo, los vectores representan la dirección y sentido del viento y en colores y largo de cada vector la magnitud. Se observa que en las primeras horas del Caso 1 es predominante del E y SE en niveles altos. En horas posteriores se observa una rotación mostrando vientos del NE durante el máximo nocturno. Durante el día el viento se mantiene con dirección N y NE. El nivel más bajo corresponde a los datos de viento observados en la estación meteorológica, si bien

no se observa mucha coherencia, esto puede deberse al origen de los datos a diferencias en la ubicación geográfica.

La Figura 3.8 muestra la evolución del viento a lo largo del tiempo y para cada altura en el Caso 2. En la Figura 3.8a se puede observar que la magnitud del viento presenta características similares a las observadas en el análisis del Caso 1. Durante las horas nocturnas se observa un máximo de viento que llega a los 15 m/s que comienza a formarse antes de las 03 UTC y persiste luego de las 12 UTC. A diferencia del Caso 1, en este caso las velocidades altas se extienden por encima de los 1000 metros de altura. En las horas diurnas la velocidad del viento disminuye a valores menores a 7 m/s y hay muy poca variación con la altura llegando a ser constante entre las 16 y las 19 UTC por debajo de los 1500 metros. Lamentablemente no hay suficientes datos disponibles para las últimas horas del día pero puede apreciarse un ligero aumento de la velocidad.

Al igual que en el Caso 1, los errores calculados presentan un patrón similar. Predomina el $rmse_2$ asociado al error relativo cometido en el ajuste de los datos de radar en los bordes entre la región con y sin datos. Es importante notar que en algunos casos este error llega a tener una magnitud de 4 m/s donde la velocidad del viento es de entre 4 y 7 m/s, por lo que la estimación en esas regiones no es buena y debe analizarse con cuidado. En este Caso hay errores y regiones sin datos en niveles bajos y por encima de los 1500 m durante el día, lo que dificulta el análisis de la capa mezclada.

La dirección del viento se muestra en la Figura 3.8b, donde puede apreciarse la falta de datos en algunos momentos de la tarde. En las primeras horas de la noche el viento es del NE y luego rota hacia el N pero se mantiene del NE en los niveles donde se observa el máximo de viento. En niveles altos el viento es del NO y O. A las 02 UTC los datos de los primeros niveles no son consistentes con los datos de niveles superiores o tiempos cercanos, esto puede deberse a un problema con los datos de radar ya que también tienen asociado un error relativo en la magnitud del viento. Durante el día el viento predominante es del N y esto coincide con el viento observado en la estación meteorológica para esas horas.

Finalmente la evolución de la magnitud y la dirección del viento con el tiempo y la altura para el Caso 3 se muestra en la Figura 3.9. La magnitud del viento (Figura 3.9a) presenta características similares a los casos anteriores ya que se observa un máximo de viento en las horas nocturnas pero con algunas particularidades. En primer lugar el máximo se desarrolla de las 00 UTC y persiste (con algunas intermitencias) pasadas las 14 UTC. En segundo lugar el máximo de viento cambia de nivel con el paso de las horas. Inicialmente se encuentra a 300 m y con una magnitud de 15 m/s, luego asciende a 400 m con la misma magnitud y

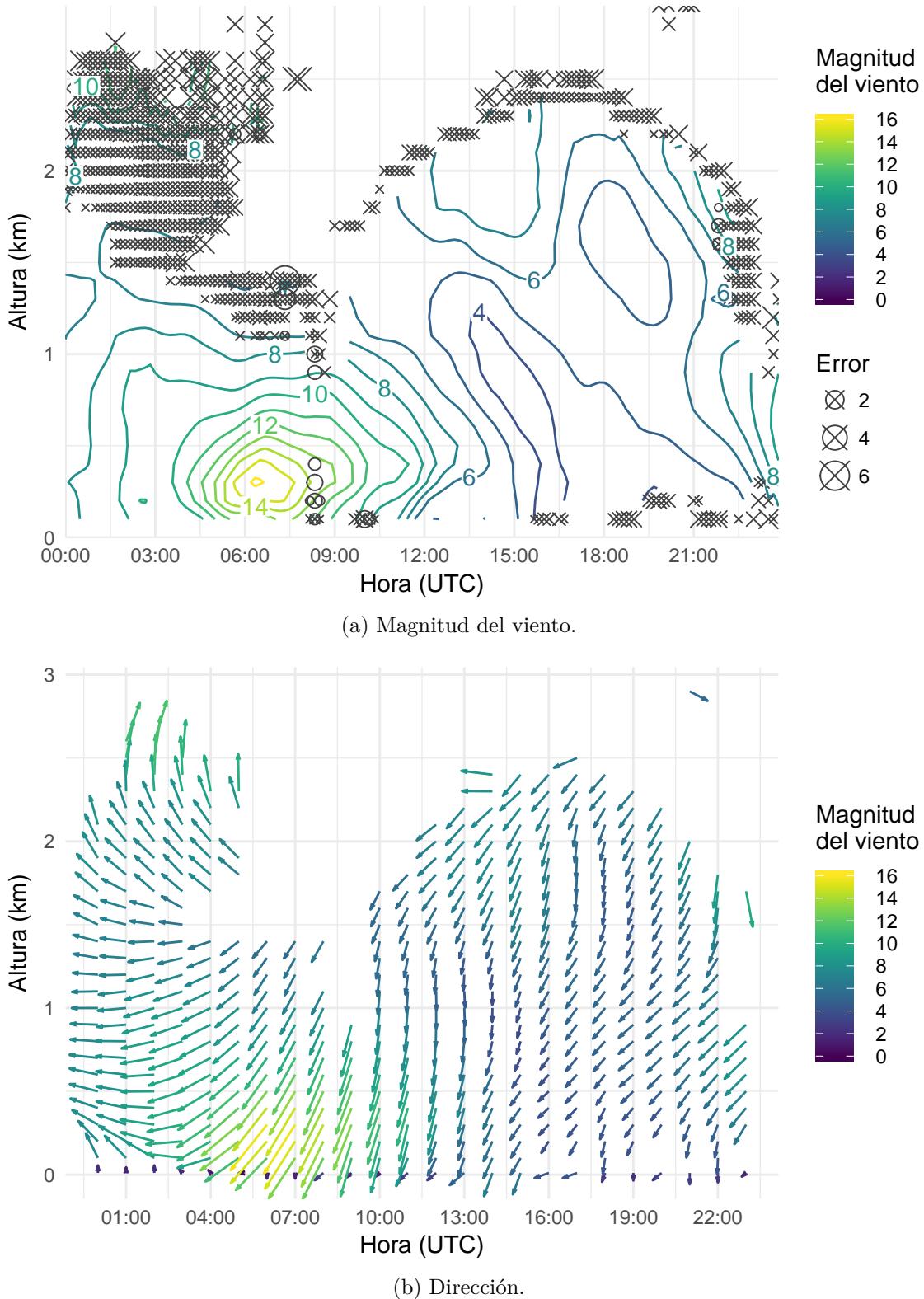


Figura 3.7: Magnitud y dirección del viento correspondiente al Caso 1 (14/01/2016) observados por el radar y procesados con VAD. En el caso de la magnitud del viento se muestran los errores calculados ($rmse_1$ en círculos y $rmse_2$ en cruces) cuando superan los 0.5 m/s.

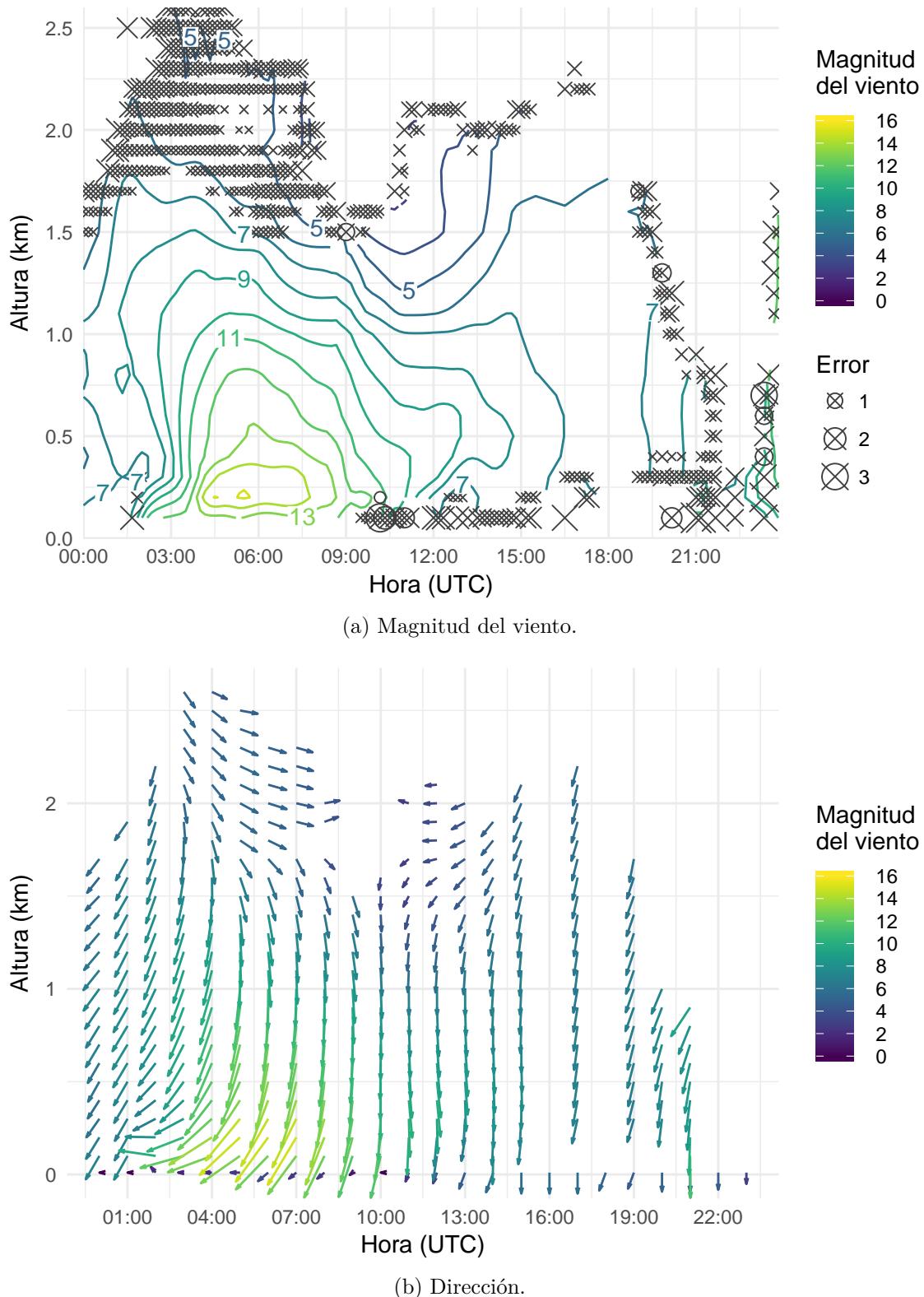


Figura 3.8: Magnitud y dirección del viento correspondiente al Caso 2 (21/01/2016) observados por el radar y procesados con VAD. En el caso de la magnitud del viento se muestran los errores calculados ($rmse_1$ en círculos y $rmse_2$ en cruces) cuando superan los 0.5 m/s.

finalmente, luego de disminuir su intensidad reaparece a los 500 m con una magnitud de 11 m/s. Este último máximo que ocurre alrededor de las 12 UTC, casi 3 horas después del amanecer no puede ser asociado a los procesos que ocurren en la capa estable nocturna y que dan lugar a los máximos descriptos previamente. Este máximo secundario afecta la evolución de la capa límite durante el día pero igualmente se observa una disminución del viento que llega a ser casi constante luego de las 15 UTC. No hay suficientes datos luego de las 18 UTC para determinar la evolución de la capa mezclada al finalizar el día.

El $rmse_2$ de la magnitud del viento en este Caso es menor a los casos anteriores (menores a 2.5 m/s) pero también marcan el límite donde los datos dejan de ser confiables al punto de ser eliminados por los controles de calidad del algoritmo. A diferencia de las otras situaciones, hay una región marcada donde el $rmse_1$ tiene magnitud por encima de 0.5 m/s que se ubica en niveles por encima del máximo de viento y entre las 04 y las 08 UTC. Esto puede analizarse como una región donde los valores de viento estimados por los datos de radar en cada nivel tienen mucha dispersión. Si bien esto es importante, los errores son inferiores a 1.7 m/s.

La dirección del viento (Figura 3.9b) presenta características particulares, en términos generales predomina el viento del O y NO aunque en los primeros 1000 m y durante la noche el viento es del N y en niveles altos el viento rota con dirección SO. Durante el día el viento es principalmente del O.

En la Figura 3.10 se muestran perfiles verticales del viento de los 3 casos analizados en dos momentos, por la noche a las 06 UTC y de día a las 17 UTC. Si bien estos datos son mostrados en las figuras previas, la Figura 3.10 permite analizar la forma de los perfiles verticales. En el caso de los perfiles nocturnos se observa el máximo de viento en niveles bajos asociado al LLJ por su forma de “nariz” (Banta et al., 2003; Klein et al., 2016) y que luego disminuye en niveles altos a valores típicos de la capa mezclada diurna. Como se observó previamente el perfil vertical en el Caso 2 tiene una disminución más lenta con la altura por encima del máximo.

En los perfiles diurnos característicos de la capa mezclada la magnitud del viento es aproximadamente nulo en superficie aumentando en los primeros metros para luego mantenerse constante con la altura (Stull, 1988). En estos casos, el nivel más bajo donde se tienen datos corresponde a las observaciones de la estación meteorológica a 10 m de altura y por lo tanto no es esperable que se cumpla la primera característica. Sin embargo se observa un leve aumento de la magnitud del viento con la altura que a partir de los 100 a 200 metros es casi nulo dando lugar a un perfil aproximadamente constante. El valor del $rmse_2$ que se muestra sombreado no es de gran magnitud a excepción de los últimos niveles en los perfiles

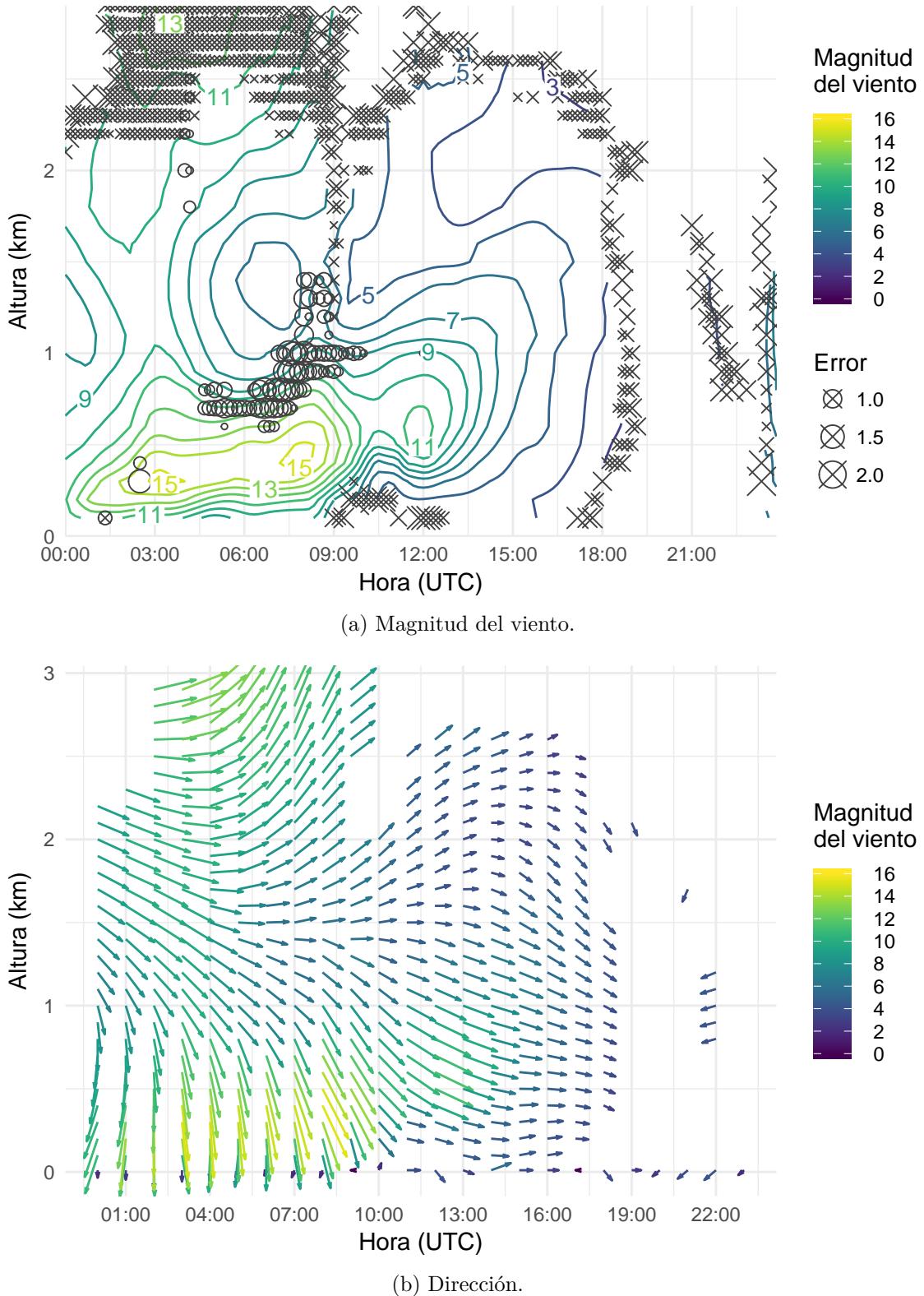


Figura 3.9: Magnitud y dirección del viento correspondiente al Caso 3 (23/01/2016) observados por el radar y procesados con VAD. En el caso de la magnitud del viento se muestran los errores calculados ($rmse_1$ en círculos y $rmse_2$ en cruces) cuando superan los 0.5 m/s.

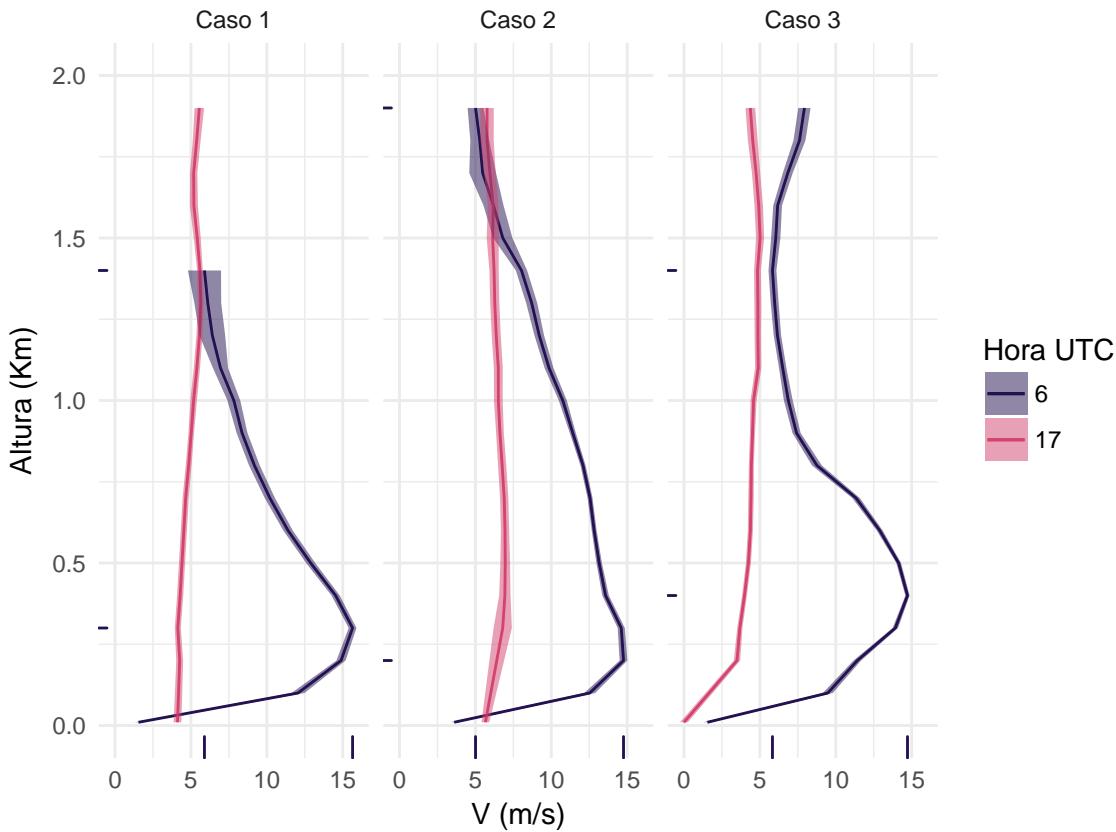


Figura 3.10: Perfil de viento observado por el radar a las 06 y las 17 UTC y el $rmse_2$ en cada punto (sombreado) para los tres casos. Las marcas en los ejes indican la magnitud del viento máxima y mínima y la altura a la que ocurren. Los valores en superficie fueron obtenidos a partir de los datos de la estación meteorológica Paraná Aero.

nocturnos.

La variación de la dirección del viento con la altura puede analizarse a partir de un hodógrafo. En la Figura 3.11 se muestra la hodógrafa de las 06 UTC para cada caso donde el triángulo corresponde al nivel más bajo. De acuerdo al comportamiento de la espiral de Ekman se espera que la rotación del viento sea en sentido antihorario dentro de la capa límite. Si bien existen controversias respecto de la validez de la espira de Ekman en la capa límite atmosférica (Stull, 1988) se observa en los tres casos una rotación antihoraria en los primeros metros (correspondientes a la capa estable nocturna), que se mantiene en todo el perfil para los casos 2 y 3.

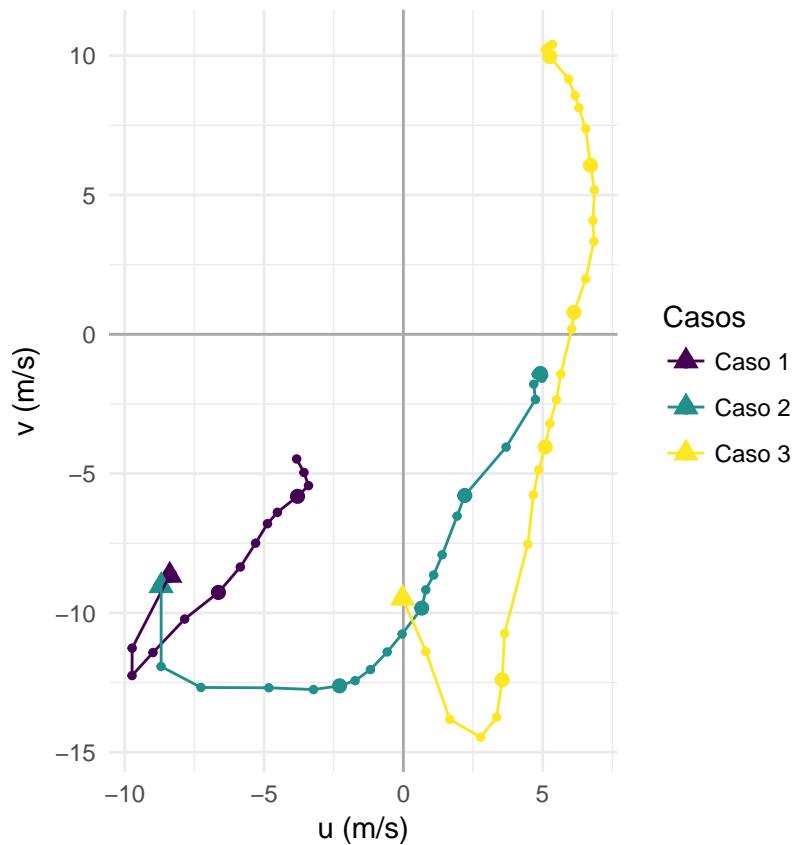


Figura 3.11: Variación del vector del viento en función de la altura entre 100 y 3000 metros, para cada caso de estudio observada por el radar a las 06 UTC. El triángulo marca el nivel inferior y los círculos grandes se ubican cada 500 metros.

3.2.2 Características de la capa límite planetaria

3.2.2.1 Altura de la capa límite y turbulencia

En la Figura 3.24 se muestra el valor absoluto del gradiente vertical de reflectividad ($\nabla_z dBZ$) medido por el radar en función de la altura y el tiempo para cada caso de estudio. En días de aire claro las variaciones de la reflectividad dependen de las variaciones de la temperatura y humedad en el aire. Estas propiedades modifican el índice de refracción del aire y producen un aumento en la variación de la reflectividad con la altura. Es por esto que en las figuras se buscó resaltar los niveles donde el gradiente vertical de reflectividad fuera mayor independientemente del signo. Luego de la exploración de los datos se decidió utilizar sólo los datos del ángulo de 5° de elevación por tener poco ruido y presentar cierta coherencia espacial. Sin embargo en los primeros niveles la variación de $\nabla_z dBZ$ presenta mucho ruido por lo que no se muestra.

En el Caso 1 (Figura 3.12a) se observa un máximo del $\nabla_z dBZ$ a aproximadamente 300 m de altura entre las 03 y 9 UTC que luego se eleva rápidamente y forma dos máximos, uno a 1000 m hasta las 15 UTC y el otro por encima hasta las 21 UTC. Por las características, el primer máximo corresponde al tope de la capa estable y por encima de este hay regiones donde el $\nabla_z dBZ$ aumenta que podrían ocurrir debido a la presencia del tope de la capa residual donde puede existir una importante variación de la temperatura y la humedad debido a los procesos de mezcla turbulenta entre la capa mezclada y la atmósfera libre durante el día anterior. En la segunda mitad del periodo es interesante notar que la altura de los máximos de $\nabla_z dBZ$ aumenta rápidamente con el tiempo luego del amanecer aunque no es posible determinar cual de los máximos representa el tope de la capa mezclada.

En la Figura 3.12b se muestra el $\nabla_z dBZ$ para el Caso 2. Las regiones de máximo gradiente no son tan claras como en el Caso 1 pero es posible determinar una línea entre 500 y 1000 m previo a las 09 UTC que podría corresponder al tope de la capa estable nocturna. Luego de ese momento, el máximo del gradiente aumenta rápidamente hasta alcanzar los 1500 m de altura y comienza a descender luego de las 12 UTC. Este comportamiento no es típico de la capa mezclada y podría deberse a la presencia de nubosidad alta tipo *cirro* que se observó entre las 09 y las 16 UTC (Figura 3.4). Si bien la marcha de temperatura no parece haber sido afectada por la nubosidad es posible que el desarrollo de la turbulencia si lo fuera impidiendo el desarrollo de una capa mezclada más profunda luego de la mitad del día.

El $\nabla_z dBZ$ para el Caso 3 se muestra en la Figura 3.12c. Durante la noche en las primeras horas se observa un máximo cercano a 2000 m que luego desciende y podría corresponder al

tope de la capa residual. Por otro lado se observa por debajo de 500 m un máximo intenso que se mantiene durante horas hasta las 14 UTC. Durante la noche este máximo puede asociarse al tope de la capa estable pero luego del amanecer la persistencia de esta capa de gran variabilidad en la reflectividad podría deberse a la presencia de la cortante vertical de viento generada por el máximo de viento secundario que se observa en la Figura 3.9a a las 12 UTC. Además de este máximo, al igual que en los otros casos se observa un máximo que crece desde las 9 UTC y alcanza rápidamente los 2000 m de altura. Este máximo que se mantiene durante el día podría deberse al tope de la capa mezclada.

En la Figura 3.13 se muestran algunas características de la capa estable nocturna asociadas a la turbulencia que pueden estimarse a partir de los datos disponibles. En primer lugar se estimó la altura de la capa estable como el nivel en el cual ocurre el máximo viento (Figura 3.13a) en el período donde se observó el máximo. Esta estimación depende de la resolución vertical elegida para el cálculo del VAD que en este caso es de 100 m, por lo tanto no es muy precisa. En la Figura 3.13b se presenta la cortante vertical por debajo del máximo del viento y en la Figura 3.13c el número de Richardson calculado de acuerdo a la Ecuación 2.15 donde los períodos sombreados corresponden a los momentos donde se observó el máximo de viento y por lo tanto donde estas aproximaciones son válidas.

En el Caso 1 la altura de la capa estable se mantuvo en 300 m en todo momento coincidiendo con lo estimado a partir del $\nabla_z dBZ$. La cortante de viento tuvo variaciones temporales con un máximo que coincidió con el momento donde el LLJ fue más intenso. De acuerdo a (Banta et al., 2003), estos valores de cortante están asociados a la presencia de energía cinética turbulenta y podría ser usada como un estimado de la turbulencia. Consistente con lo anterior, el número de Richardson es siempre positivo y por lo tanto estamos ante una situación de estabilidad estática y además se mantiene por debajo de 1 por lo tanto el flujo se mantiene turbulento debido a procesos mecánicos asociados a la cortante.

En los Casos 2 y 3 la cortante vertical y el número de Richardson tienen un comportamiento similar al primer caso y por lo tanto corresponden a situaciones estables pero donde el flujo es turbulento. Sin embargo a partir de las 10 UTC en el Caso 3 se observa un aumento en el número de Richardson que supera el valor crítico $R_T = 1$ y una disminución de la cortante, esto implica un incremento en la inhibición de la turbulencia tendiendo a estabilizar el flujo hasta volverlo laminar.

La estimación del tope de la capa estable en el Caso 2 no coincide con lo observado en la Figura 3.12b ya que de acuerdo a este criterio se ubica en 200 m. En el Caso 3 las dos estimaciones si coinciden y además se observa coincidencia en la evolución a lo largo del

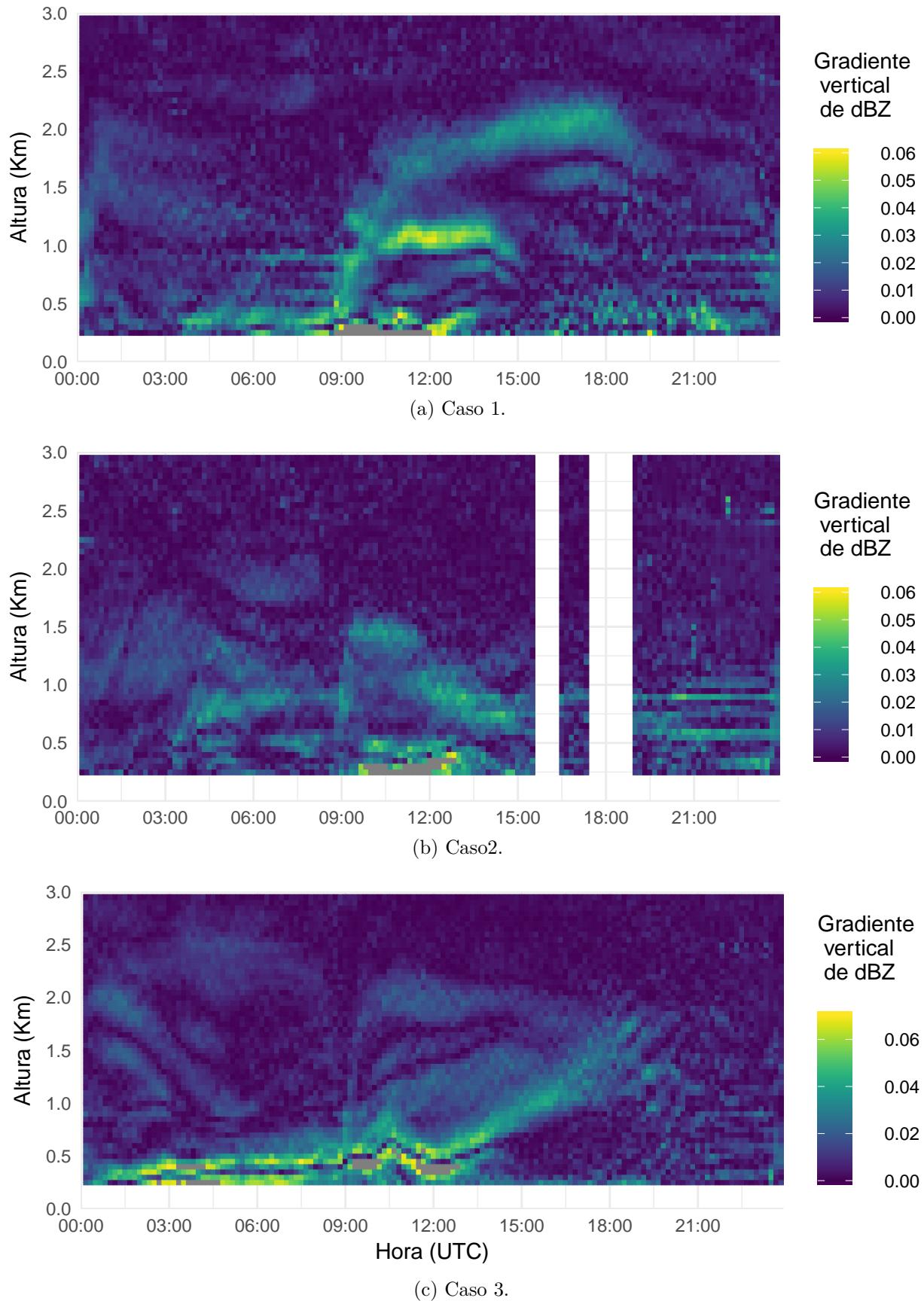


Figura 3.12: Valor absoluto del gradiente vertical de dBZ en función de la altura y el tiempo.

tiempo.

3.2.2.2 Oscilación inercial y LLJ

Criterio de bonner, modelos de oscilación inercial propuesto por otros autores, giro de la hodógrafa en e tiempo. Periodo inercial.

3.3 Análisis de las simulaciones y comparación con observaciones de radar

3.3.1 Magnitud y dirección del viento

Descripción general de la magnitud y la dirección del viento en cada simulación y como se parece a las observaciones. Bias, correlación y otros errores. A resolver: como trabajar con la dirección del viento.

Tabla 3.1: Comparación entre las simulaciones y las observaciones de radar a partir de distintos errores

caso	Velocidad				Dirección			
	bias	rmse	rmsens	correlación	bias	rmse	rmsens	correlación
YSU	-0.8484	2.3088	2.1254	0.6814	-24.7264	43.8039	35.4133	0.5459
MYJ	-0.5639	2.5587	2.4851	0.6332	-21.8190	41.6008	34.7102	0.5447
ACM2	-1.0089	2.3356	2.0733	0.7112	-25.7172	45.4811	36.7295	0.5270

3.3.2 Características de la capa límite planetaria

3.3.2.1 Oscilacion inercial y LLJ

3.3.2.2 Análisis de la homogeneidad espacial en las variables de estabilidad

Para determinar la validez del promedio espacial de una variable en el dominio en estudio es importante analizar la variabilidad de la misma espacial y temporalmente.

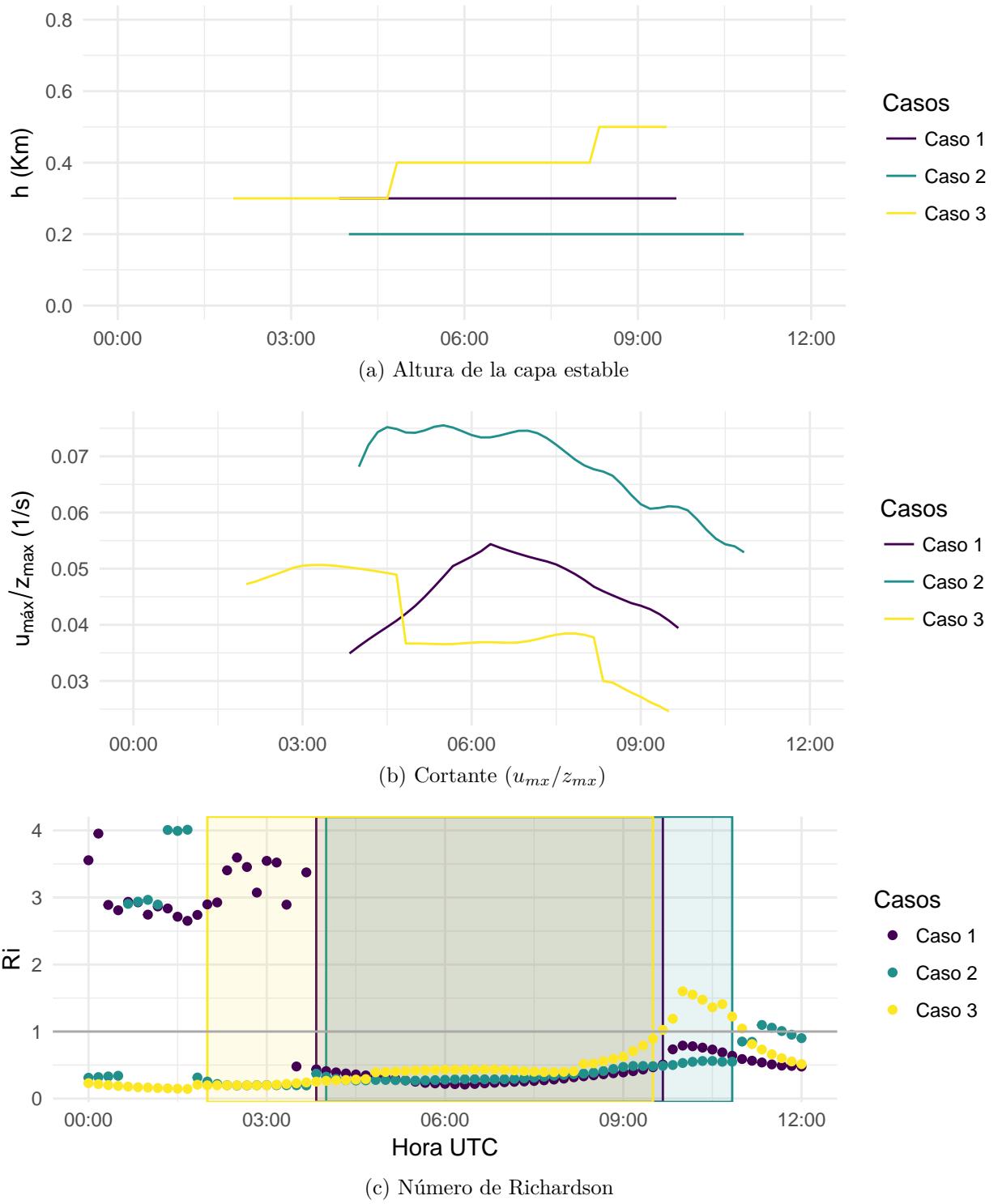


Figura 3.13: Series de tiempo de la altura de la capa límite, cortante vertical y el número de Richardsdon en la capa estable nocturna para todos los casos de estudio. En a) y b) se muestra solo el período donde se observa el LLJ, en c) el período en cada caso se encuentra sombreado.

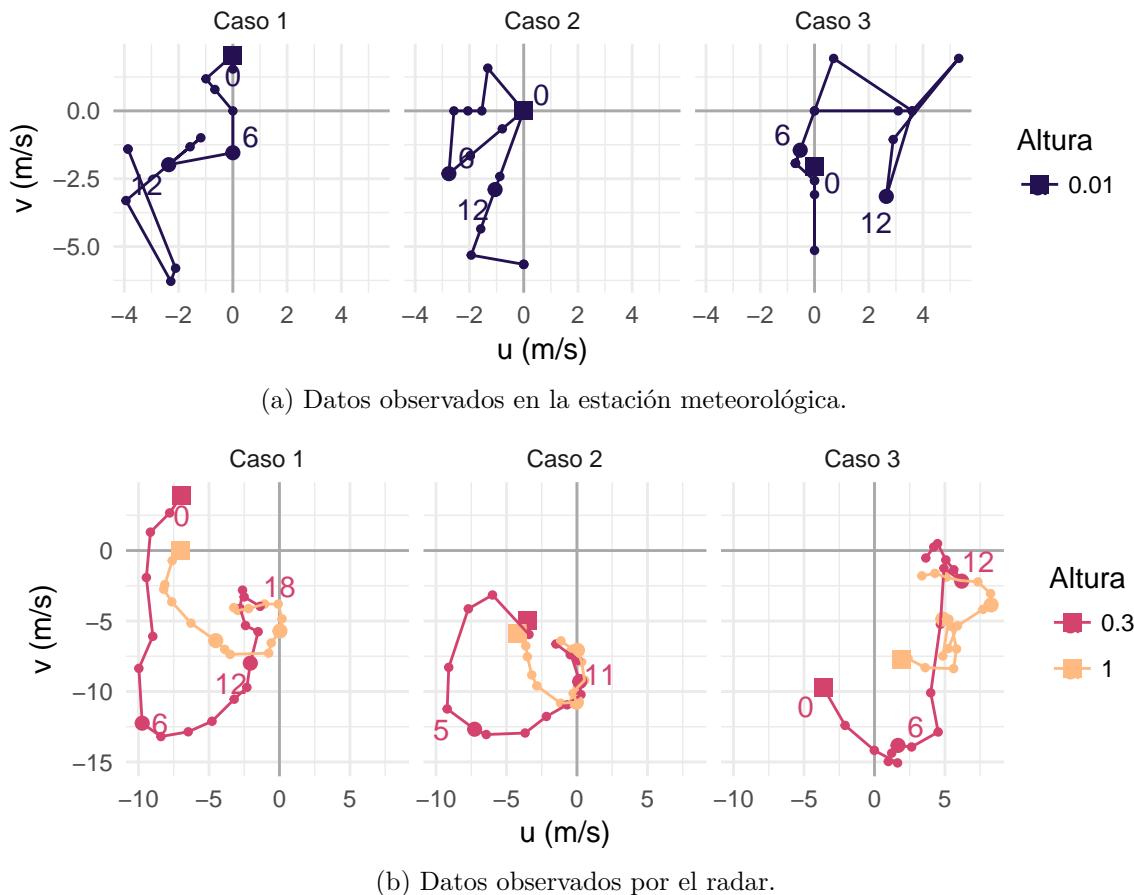


Figura 3.14: Variación del vector del viento en función del tiempo para tres niveles. Cada circulo representa un valor horario (con círculos más grandes cada 6 horas) y el cuadrado marca el primer tiempo (00 UTC).

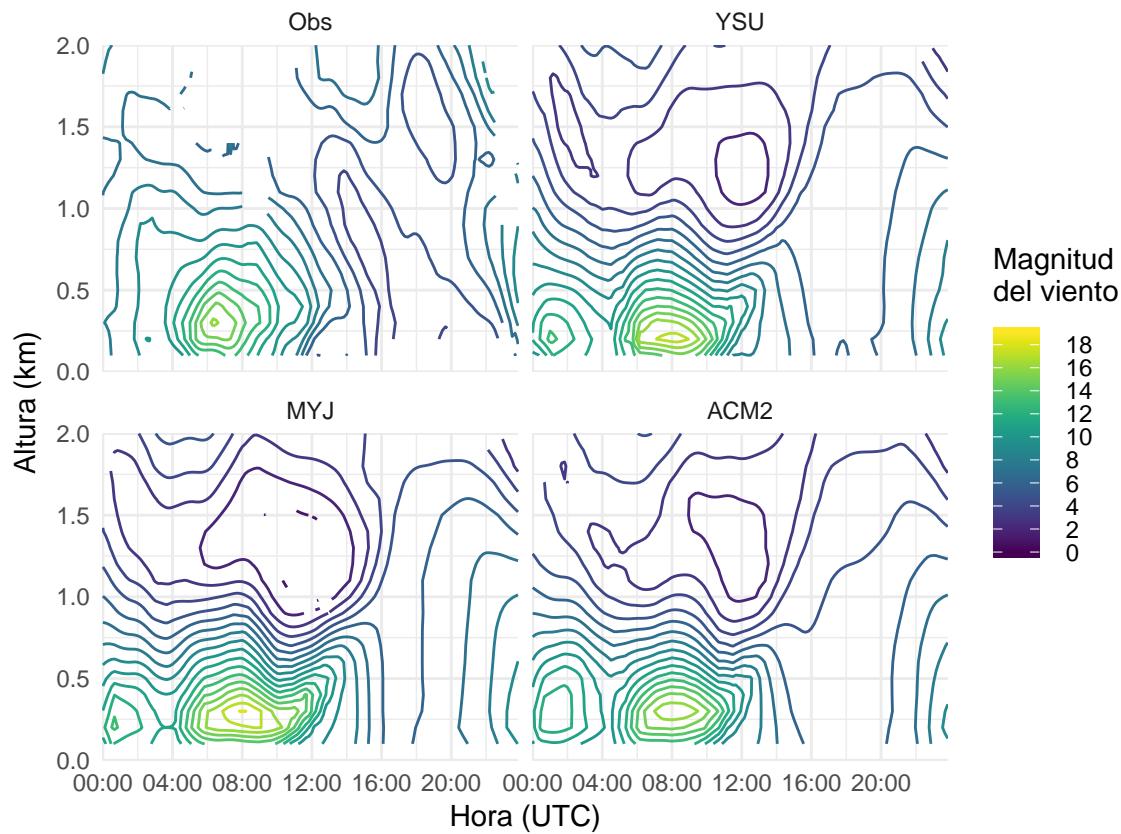


Figura 3.15: Magnitud del viento observada por el radar (Obs) y simulada por el modelo WRF utilizando distintos esquemas de CLP para el Caso 1 (14/01/2016) y posteriormente procesados con VAD.

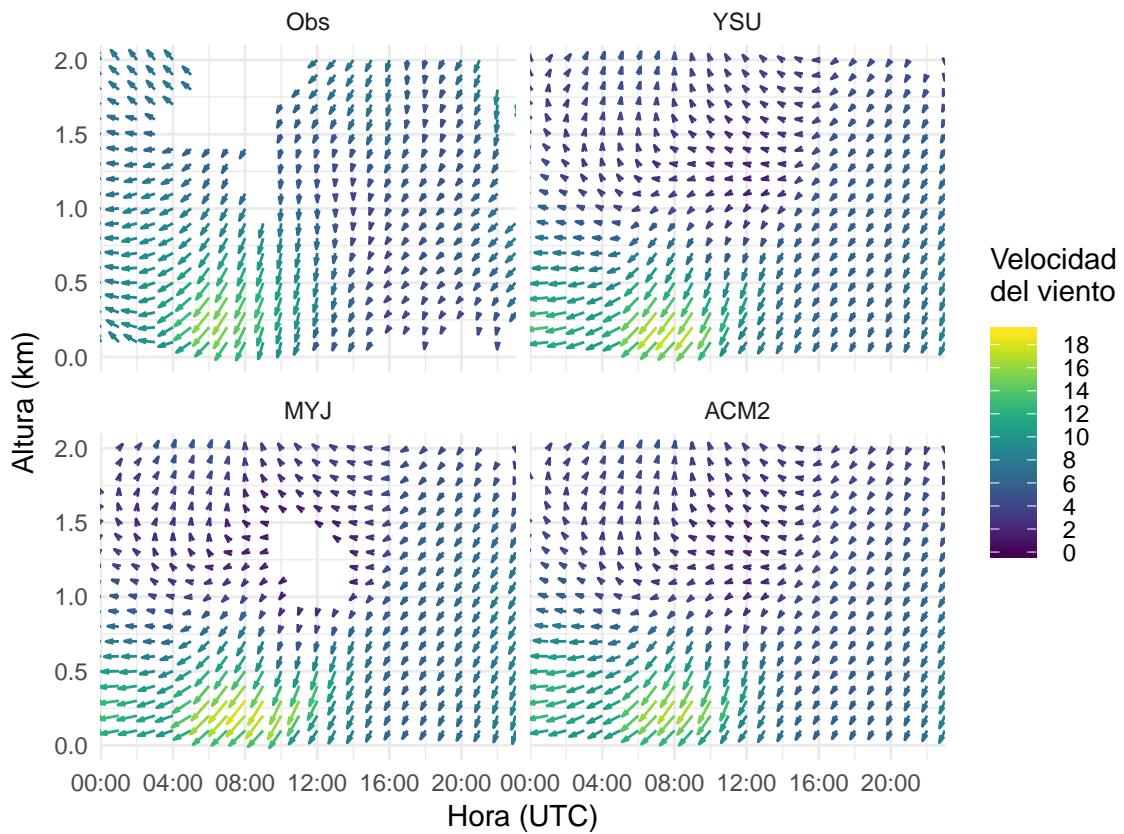


Figura 3.16: Dirección del viento observada por el radar(Obs) y simulada por el modelo WRF utilizando distintos esquemas de CLP para el Caso 1 (14/01/2016) y posteriormente procesados con VAD.

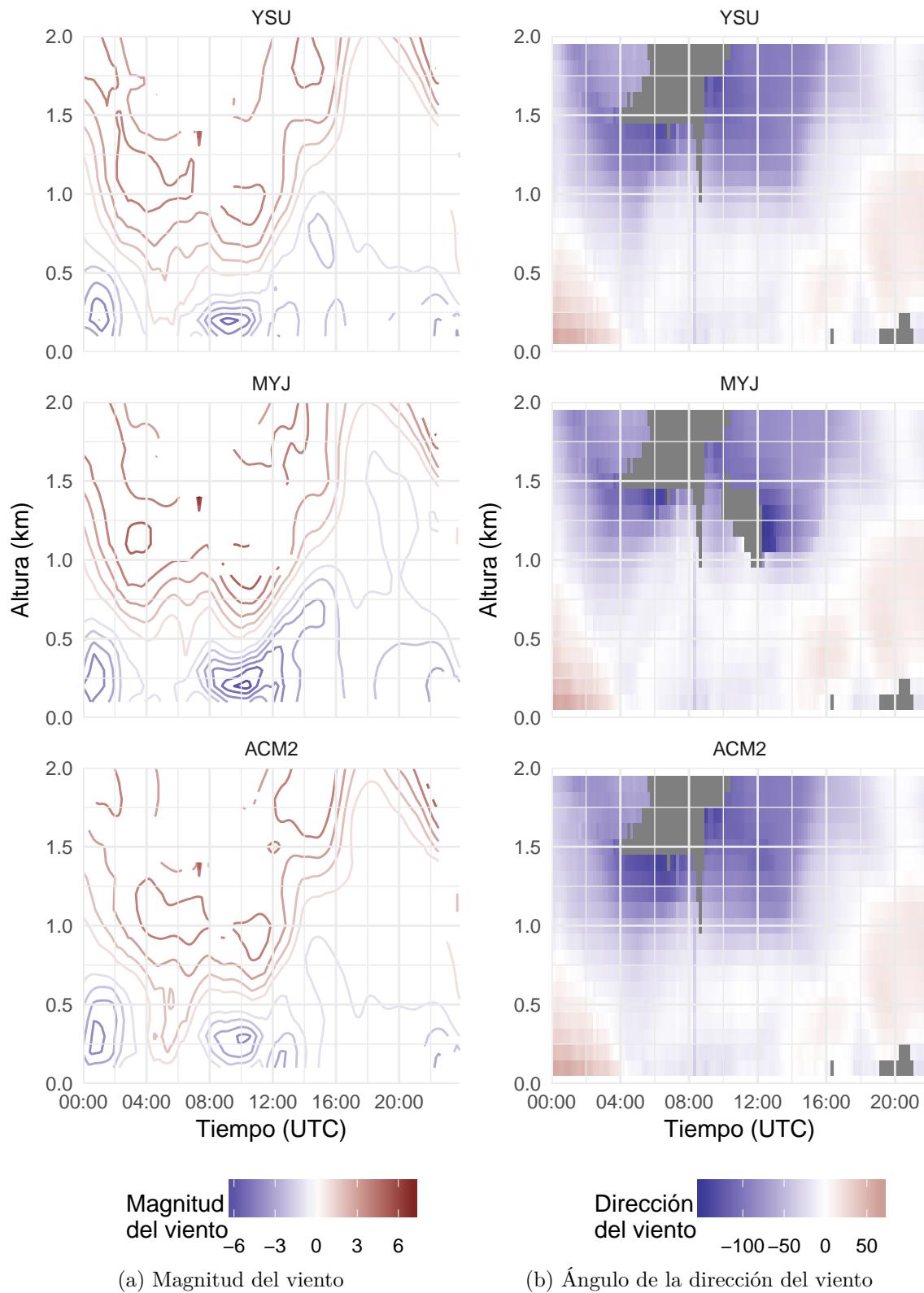


Figura 3.17: Diferencia entre las observaciones y cada simulación correspondiente al Caso 1.

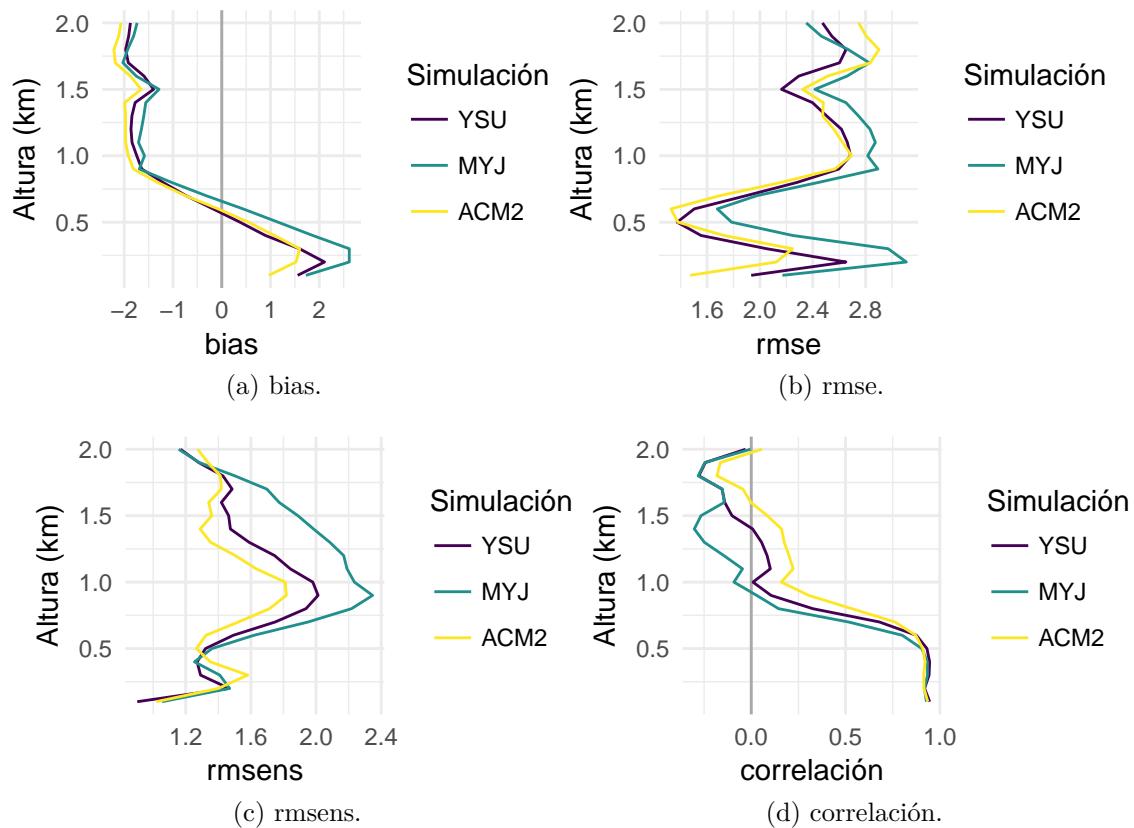


Figura 3.18: Errores calculados para la estimación de la velocidad del viento (m/s) con cada simulación en función de la altura y la correlación.

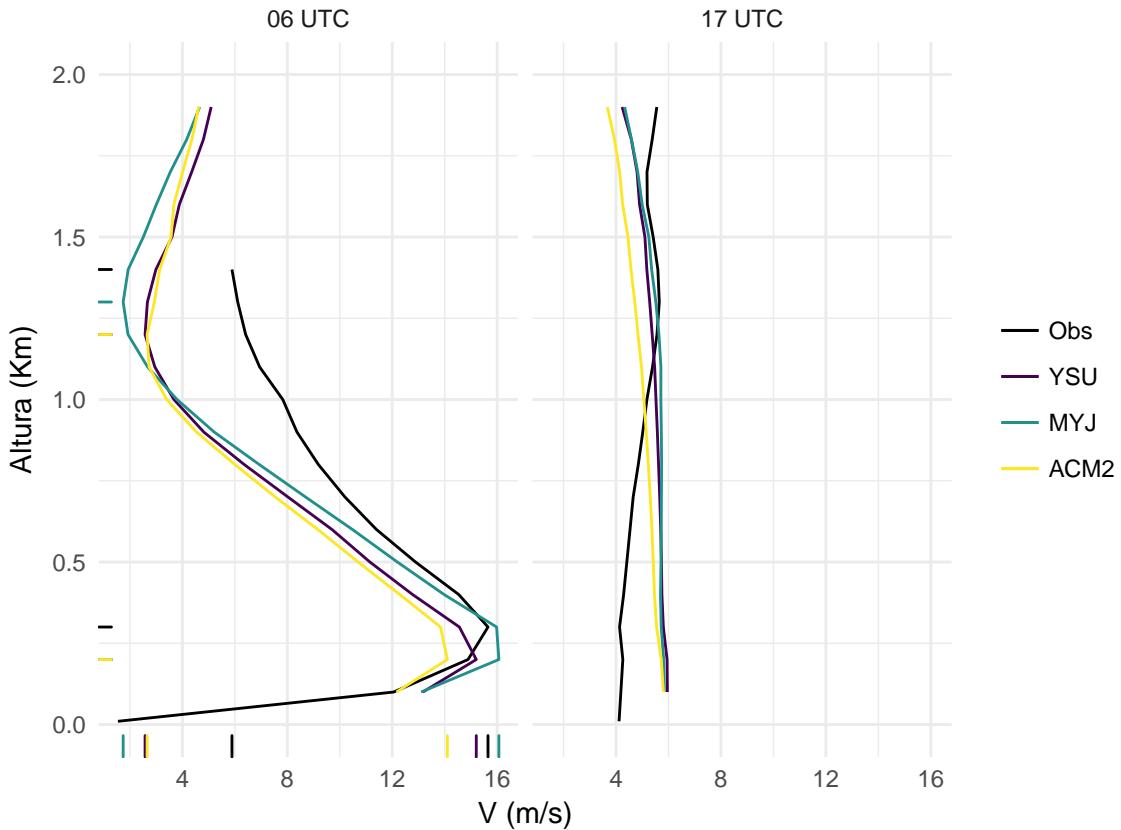


Figura 3.19: Perfil de viento observado por el radar a las 0600 y las 17 UTC y perfiles simulados por el modelo para los mismos momentos. Las marcas en los ejes indican la magnitud del viento máxima y mínima y la altura a la que ocurren.

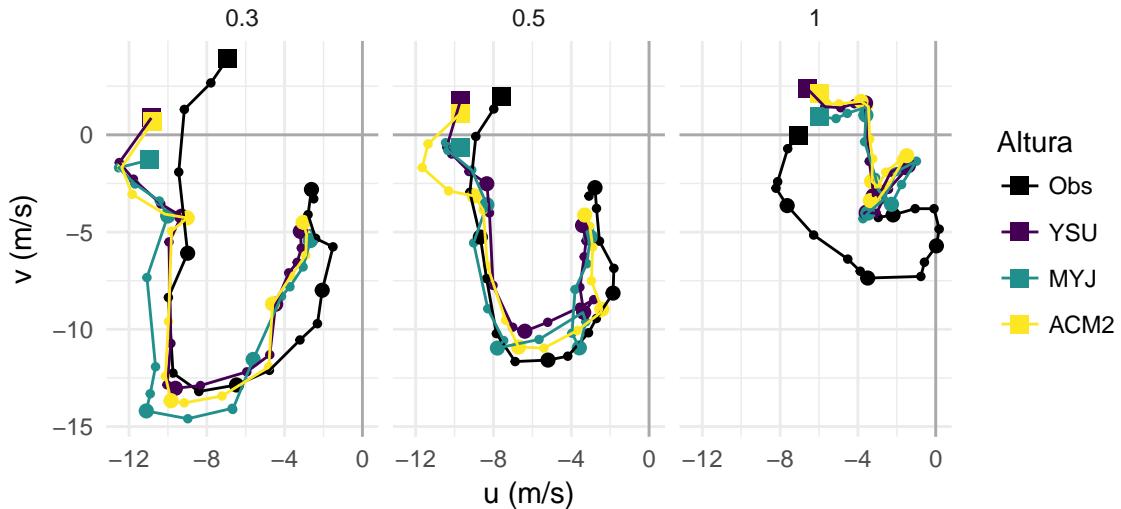


Figura 3.20: Variación del vector del viento en función del tiempo para tres niveles. Cada circulo representa un valor horario (con círculos más grandes cada 4 horas) y el cuadrado marca el primer tiempo (00 UTC).

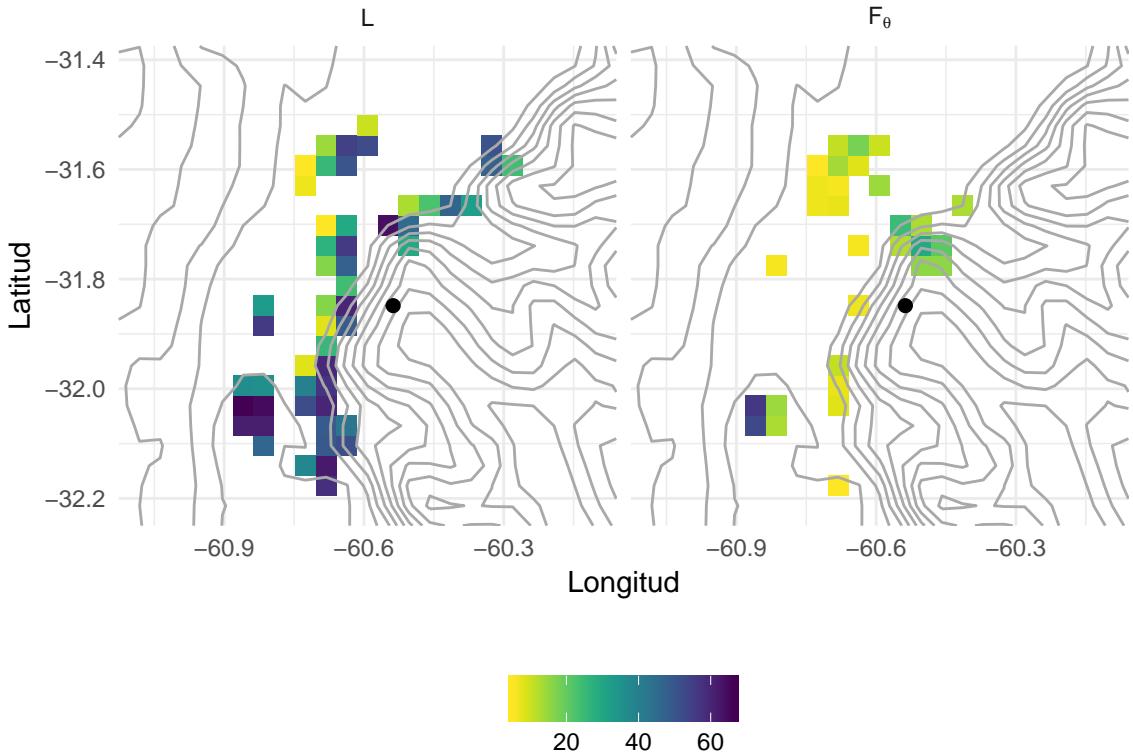


Figura 3.21: Porcentaje de veces que el valor local de L (a) y el flujo vertical de calor (b) tiene signo distinto a la moda del dominio calculada en todo el periodo analizado. Se muestran los valores mayores al 5% (colores) y topografía del dominio (contornos). Datos de la simulación YSU.

Se utilizó la Longitud de Monin-Obukhov (L) para analizar la homogeneidad calculando el porcentaje de veces que el valor local tenía signo distinto a la moda calculada para todo el dominio y cada tiempo de simulación. Esto es importante ya que el signo de L marca la diferencia entre el régimen estable y el régimen inestable y por lo tanto debe mantenerse en el dominio en cada período.

En la Figura 3.21 se muestra el porcentaje de veces que el valor de L en cada punto de grilla tiene signo distinto a la moda calculada en todo el dominio y el período analizado. Se observa que existen regiones donde el signo de L es distinto a la moda del dominio más del 40% de las veces. Esto puede estar relacionado la variación de la altura del terreno (Figura 2.5) o a la presencia del río y zonas con suelos saturados donde los flujos verticales de calor latente (F_θ) pueden tener un comportamiento contrario al suelo seco. Esto último se observa en la Figura ??, donde se muestra que las regiones donde el porcentaje de veces que el valor de F_θ tiene un signo distinto a la moda es alto coincide con las regiones donde se encuentra el río y los valores de L anómalos.

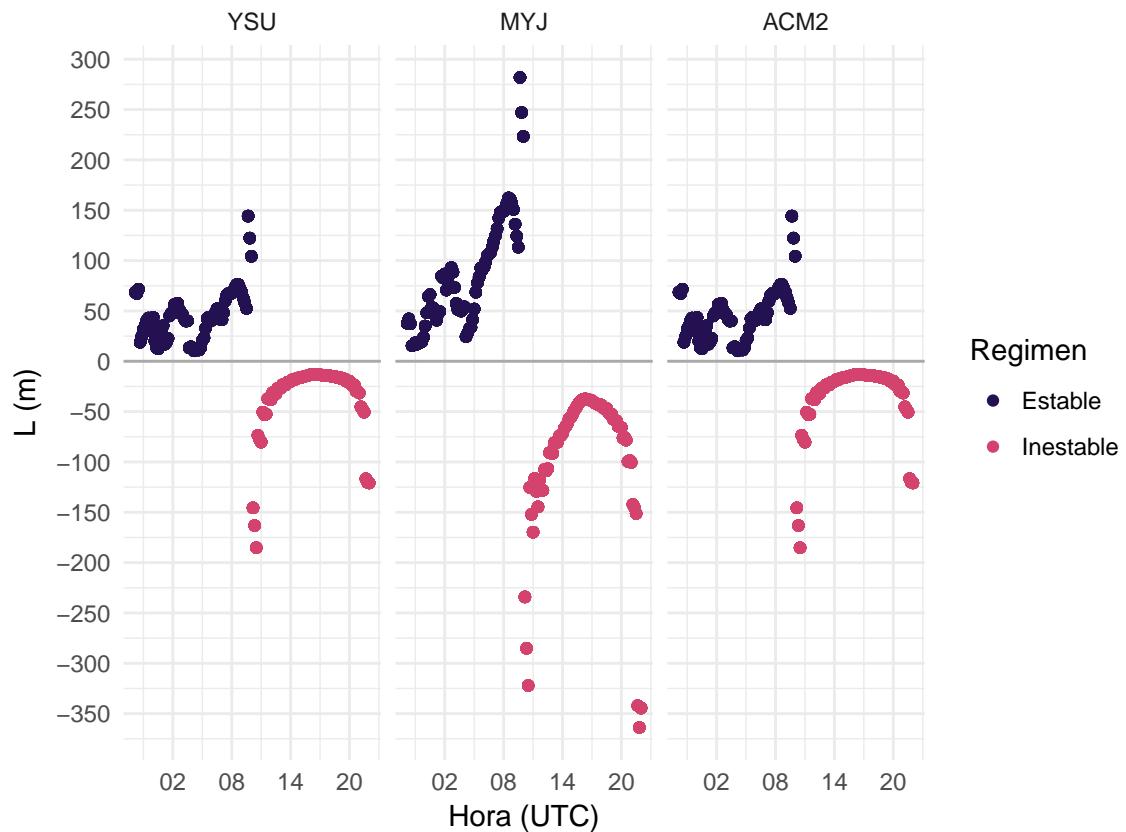
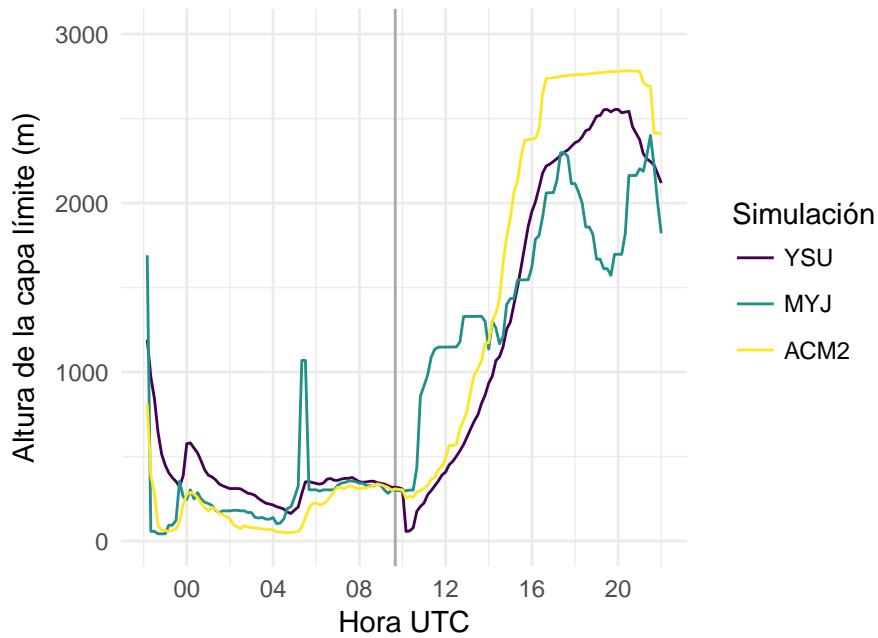


Figura 3.22: Longitud de Monin Obukhov (m) en función del tiempo, para cada simulación.

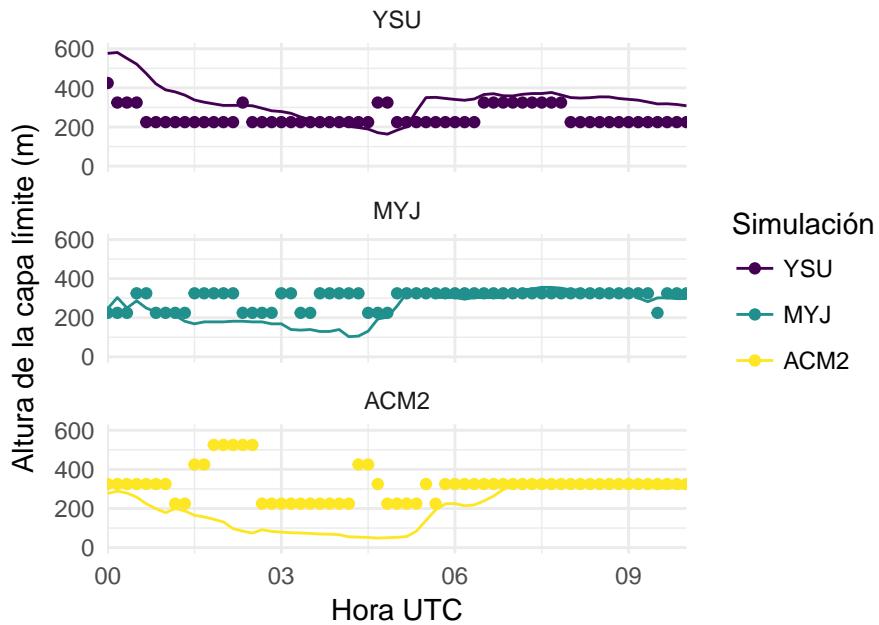
Por lo anterior se decidió centrar el análisis de las variables asociadas a la CLP en el punto de grilla más cercano al radar, que además no presenta gran variabilidad respecto de la zona circundante.

3.3.2.3 Altura de la capa límite

3.3.2.4 Coeficientes de difusividad turbulenta



(a) Estimada directamente por cada esquema de CLP.



(b) Comparación entre la altura calculada por cada esquema (línea) y la estimada a partir de la altura del viento máximo (puntos) sólo período estable.

Figura 3.23: Altura de la capa límite en cada simulación.

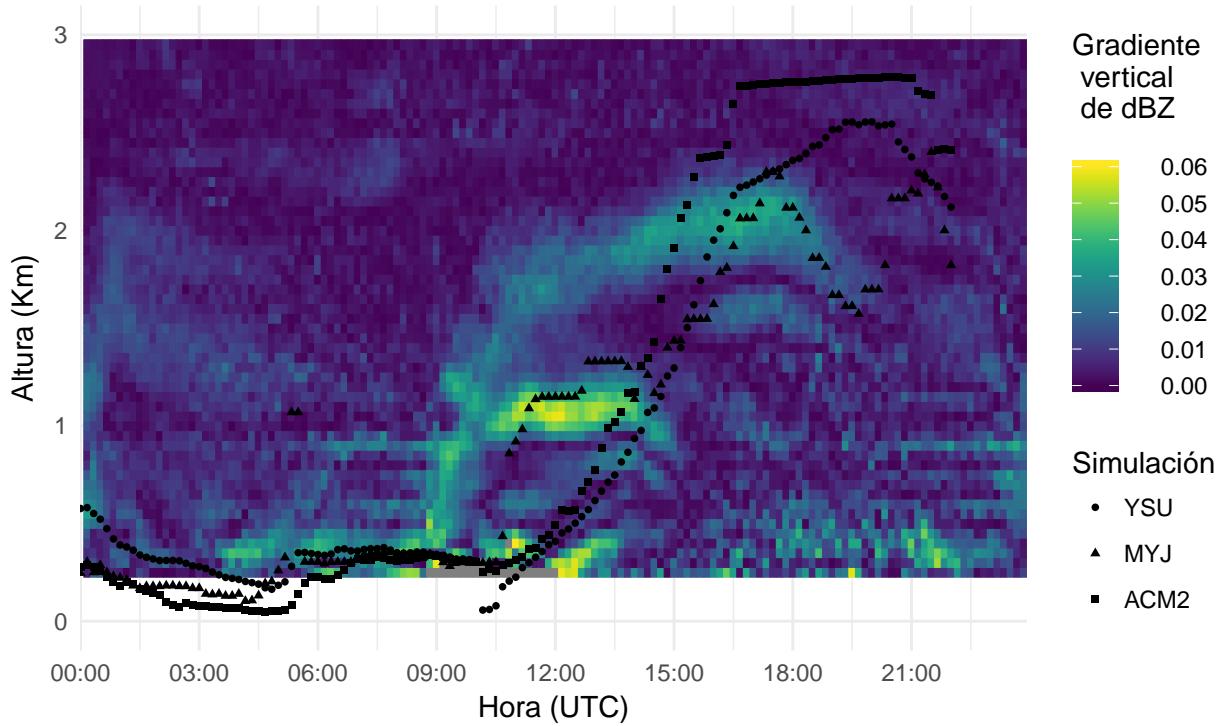


Figura 3.24: Valor absoluto del gradiente vertical de dBZ en función de la altura y el tiempo para el Caso 1 y la altura de la capa límite estimada en cada simulación.

Tabla 3.2: Parámetros característicos de la capa límite para cada simulación y régimen, promediados para todo el periodo y todo el perfil (en los casos que corresponda).

Simulación	Regimen	\bar{h}^1	\bar{L}^2	$\bar{u^*}^3$	\bar{Pr}^4	h/L
YSU	Estable	368.67	45.30	0.2911	1.33	8.14
YSU	Inestable	1563.14	-35.07	0.6020	0.26	-44.57
MYJ	Estable	273.63	84.67	0.3134	1.32	3.23
MYJ	Inestable	1569.49	-95.79	0.6198	0.34	-16.38
ACM2	Estable	199.32	45.30	0.2697	1.33	4.40
ACM2	Inestable	1871.88	-35.07	0.6055	0.26	-53.37

¹ Altura de la CLP promediada.

² Longitud de Monin Obukhov promediada.

³ Velocidad de fricción promediada.

⁴ Número de Prandtl promediado.

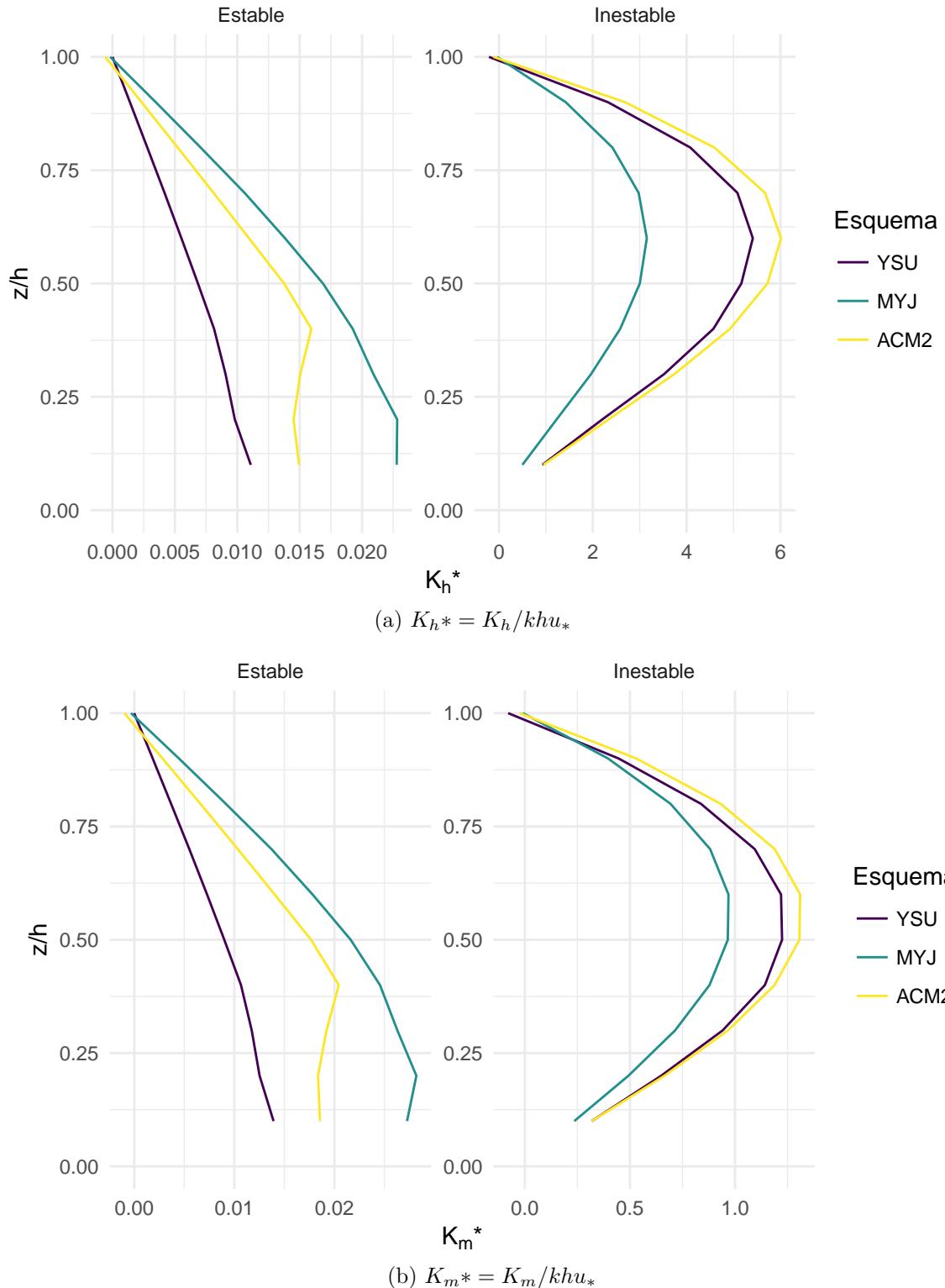


Figura 3.25: Coeficiente de difusividad normalizados calculados a partir de los modelos propuestos por Ulke 2000 y promediados sobre en período estable (izquierdo) y el período inestable (derecha) de la capa límite.

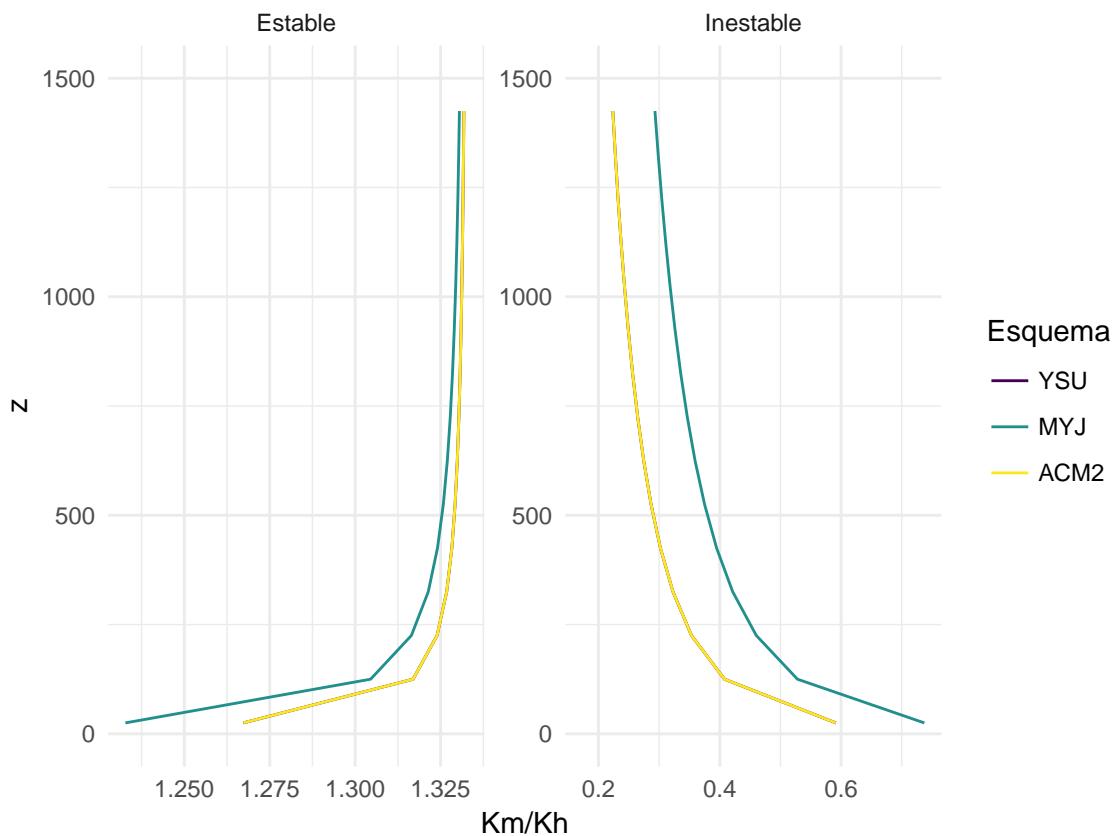


Figura 3.26: Variación del número de Prandtl calculado a partir del modelo propuesto por Ulke 2000 con las variables de cada simulación y promediado en cada periodo.

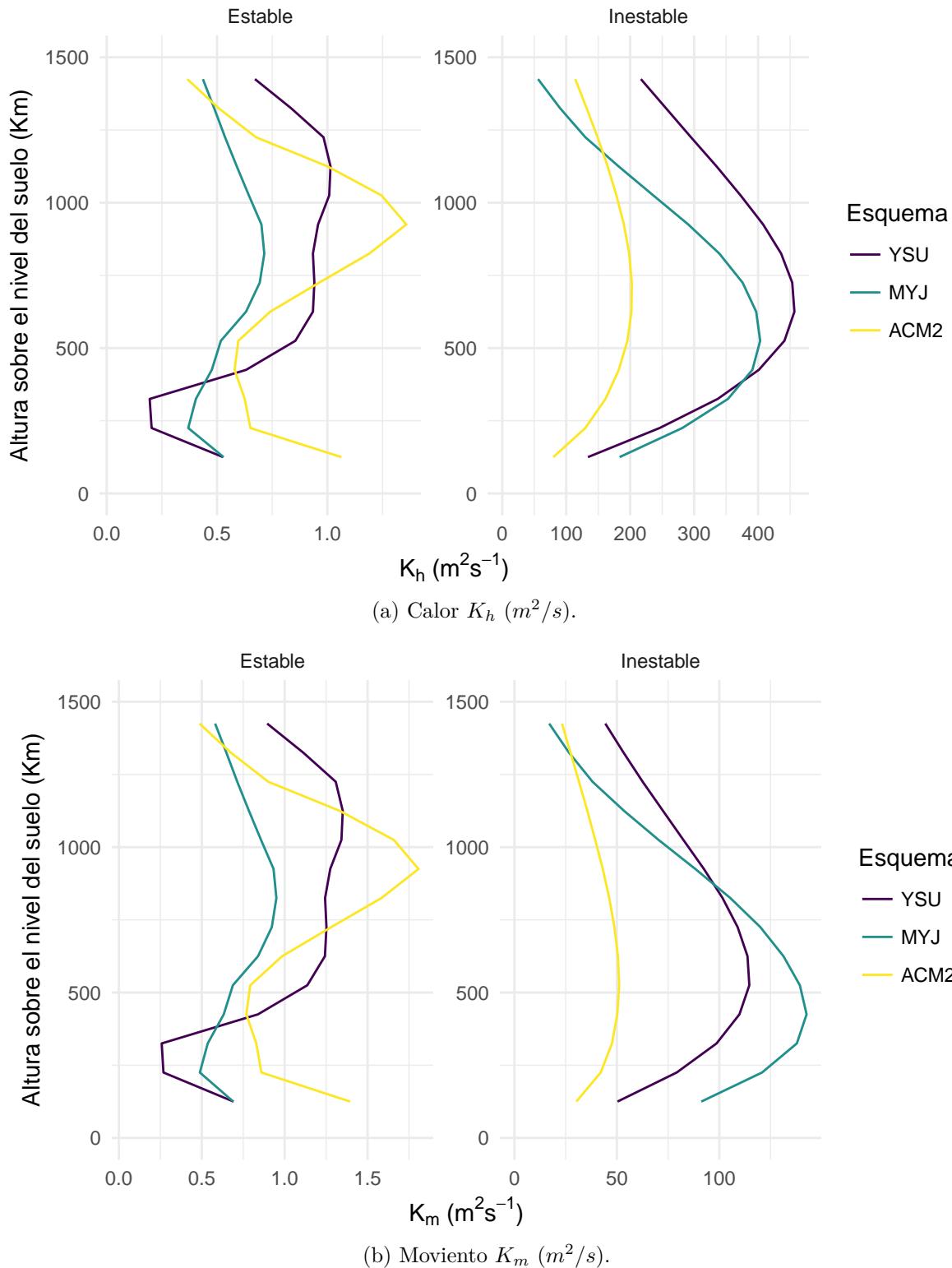


Figura 3.27: Coeficientes de difusividad promediados para todo el período estable (izquierda) y el período inestable (derecha) de la capa límite en todas las simulaciones.

Capítulo 4

Conclusiones

- Ekman, si bien a simple vista se cumple sería ideal tener datos suficientes (viento geostríficos) para poder calcular y ver si realmente los datos se ajustan al modelo.
- dBZ funciona más o menos bien pero es necesario desarrollar una técnica que permita determinar el tope sin ambiguedades.

Referencias

- Acevedo, O.C., Costa, F.D., Oliveira, P.E.S., Puhales, F.S., Degrazia, G.A., y Roberti, D.R., 2014. The Influence of Submeso Processes on Stable Boundary Layer Similarity Relationships. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71, 1, 207-225.
- Amante, C., y Eakins, B., 2009. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis.
- Banks, R.F., Tiana-Alsina, J., Baldasano, J.M., Rocadenbosch, F., Papayannis, A., Solomos, S., y Tzanis, C.G., 2016. Sensitivity of boundary-layer variables to PBL schemes in the WRF model based on surface meteorological observations, lidar, and radiosondes during the HygrACD campaign. *Atmospheric Research*, 176-177, 185-201.
- Banta, R.M., Pichugina, Y.L., y Newsom, R.K., 2003. Relationship between Low-Level Jet Properties and Turbulence Kinetic Energy in the Nocturnal Stable Boundary Layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 60, 20, 2549-2555.
- Berri, G.J., Nuin, J.S.G., Sraibman, L., y Bertossa, G., 2012. Verification of a Synthesized Method for the Calculation of Low-Level Climatological Wind Fields Using a Mesoscale Boundary-Layer Model. *Boundary-Layer Meteorology*, 142, 2, 329-337.
- Blackadar, A.K., 1957. Boundary Layer Wind Maxima and Their Significance for the Growth of Nocturnal Inversions. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 38, 5, 283-290.
- Bonner, W.D., 1968. Monthly Weather Review Climatology of the Low Level Jet. *Monthly Weather Review*, 96, 12, 833-850.
- Bousquet, O., Montmerle, T., y Tabary, P., 2008. Using operationally synthesized multiple-Doppler winds for high resolution horizontal wind forecast verification. *Geophysical Research Letters*, 35, 10, 1-6.
- Browning, K.A., y Wexler, R., 1968. The Determination of Kinematic Properties of a Wind

- Field Using Doppler Radar. *Journal of Applied Meteorology*, 7, 1, 105-113.
- Chandra, A.S., Kollias, P., Giangrande, S.E., y Klein, S.A., 2010. Long-term observations of the convective boundary layer using insect radar returns at the SGP ARM climate research facility. *Journal of Climate*, 23, 21, 5699-5714.
- Cleveland, W.S., 1979. Robust locally weighted regression and smoothing scatterplots. *J. Am. Stat. Assoc.* 74: 829-836. *Journal of the American Statistical Association*, 74, 368, 829-836.
- Collis, S., 2016. Py-ART The Python ARM Radar Toolkit. (<http://arm-doe.github.io/pyart/>).
- Dixon, M., 2010. Radx C++ library - NCAR Earth Observing Laboratory. (<https://www.eol.ucar.edu/software/radx>).
- Doviak, R.J., y Zrnić, D.S., 1993. *Doppler Radar and Weather Observations*, Segunda Ed., Academic Press, Inc., Vol. 33, p. 545.
- Dudhia, J., 1989. Numerical Study of Convection Observed during the Winter Monsoon Experiment Using a Mesoscale Two-Dimensional Model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46, 20, 3077-3107.
- Elía, R. de, Vidal, L., Lohigorry, P., Mezher, R., y Rugna, M., 2017. La red Argentina de radares meteorológicos de Argentina. *Nota Técnica SMN Número 39*, 1-21.
- Gao, J., y Droege, K., 2004. A variational technique for dealiasing Doppler radial velocity data. *Journal of Applied Meteorology*, 43, 1990, 934-940.
- Gao, J., Droege, K.K., Gong, J., y Xu, Q., 2004. A Method for Retrieving Mean Horizontal Wind Profiles from Single-Doppler Radar Observations Contaminated by Aliasing. *Monthly Weather Review*, 132, 6, 1399.
- Gassmann, M.I., y Mazzea, N.A., 2001. Nocturnal stable boundary layer height model and its applications. *Atmospheric Research*, 47, 159-247.
- Haase, G., y Landelius, T., 2004. Dealiasing of Doppler radar velocities using a torus mapping. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 21, 10, 1566-1573.
- Hannesen, R., Kauczok, S., y Weipert, A., 2014. Quality of clear-air radar radial velocity data : Do insects matter ? *Erad* 2014, 1-17.
- Helmus, J.J., y Collis, S.M., 2016. The Python ARM Radar Toolkit (Py-ART), a Library for Working with Weather Radar Data in the Python Programming Language. *Journal of Open Research Software*, 4, 1, e25.
- Holleman, I., Gasteren, H. van, y Bouten, W., 2008. Quality assessment of weather radar

wind profiles during bird migration. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 25, 12, 2188-2198.

Hong, S., y Lim, J., 2006. The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6). *Journal of the Korean Meteorological Society*, 42, 2, 129-151.

Hong, S.-Y., Noh, Y., y Dudhia, J., 2006. A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes. *Monthly Weather Review*, 134, 9, 2318-2341.

Hu, X.M., 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.

Janjić, Z.I., 1994. The Step-Mountain Eta Coordinate Model: Further Developments of the Convection, Viscous Sublayer, and Turbulence Closure Schemes. *Monthly Weather Review*, 122, 5, 927-945.

Kallistratova, M.A., y Kouznetsov, R.D., 2012. Low-Level Jets in the Moscow Region in Summer and Winter Observed with a Sodar Network. *Boundary-Layer Meteorology*, 143, 1, 159-175.

Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., y Woollen, J. y otros, 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77, 3, 437-471.

Kaufmann, P., y White, A.B., 1997. Detection of wintertime inversion heights using reflectivity data of boundary-layer rad.... En 28th Conference on Radar Meteorology pp. 4-6.

Klein, P.M., Hu, X.M., Shapiro, A., y Xue, M., 2016. Linkages Between Boundary-Layer Structure and the Development of Nocturnal Low-Level Jets in Central Oklahoma. *Boundary-Layer Meteorology*, 158, 3, 383-408.

Lhermitte, R., 1962. Note on wind variability with Doppler Radar. *Journal of Atmospheric Sciences*, 19, 343-346.

Lim, E., y Sun, J., 2010. A Velocity dealiasing technique using rapidly updated analysis from a four-dimensional variational doppler radar data assimilation system. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 27, 7, 1140-1152.

Matejka, T., y Srivastava, R.C., 1991. An improved version of the extended velocity-azimuth display analysis of single-Doppler radar data. *J. Atmospheric & Oceanic Technology*, 8, 4,

453-466.

Mazzeo, N.A., y Gassmann, M.I., 1990. Mixing heights and wind direction analysis for urban and suburban areas of Buenos Aires city. *Energy and Buildings*, 15, 3-4, 333-337.

Mlawer, E.J., Taubman, S.J., Brown, P.D., Iacono, M.J., y Clough, S.A., 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the long-wave. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102, D14, 16663-16682.

Pasquill, F., y Smith, F.B., 1983. *Atmospheric Diffusion*, John Wiley & Sons, New York, p. 437.

Pleim, J.E., 2007. A combined local and nonlocal closure model for the atmospheric boundary layer. Part I: Model description and testing. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 46, 9, 1383-1395.

Rennie, S.J., 2014. Common orientation and layering of migrating insects in southeastern Australia observed with a Doppler weather radar. *Meteorological Applications*, 21, 2, 218-229.

Rennie, S.J., Illingworth, A.J., Dance, S.L., y Ballard, S.P., 2010. The accuracy of Doppler radar wind retrievals using insects as targets. *Meteorological Applications*, 17, 4, 419-432.

Rennie, S.J., Dance, S.L., Illingworth, A.J., Ballard, S.P., y Simonin, D., 2011. 3D-Var Assimilation of Insect-Derived Doppler Radar Radial Winds in Convective Cases Using a High-Resolution Model. *Monthly Weather Review*, 139, 4, 1148-1163.

Rizza, U., Miglietta, M.M., Acevedo, O.C., Anabor, V., Degrazia, G.A., Goulart, A.G., y Zimmerman, H.R., 2013. Large-eddy simulation of the planetary boundary layer under baroclinic conditions during daytime and sunset turbulence. *Meteorological Applications*, 20, 1, 56-71.

Ruiz, J., y Mandonado, P., 2017. LETKF-WRF. (https://github.com/gustfrontar/LETKF_WRF).

Ruiz, J.J., Saulo, C., y Nogués-Paegle, J., 2010. WRF Model Sensitivity to Choice of Parameterization over South America: Validation against Surface Variables. *Monthly Weather Review*, 138, 8, 3342-3355.

Ruiz, J.J., Miyoshi, T., Satoh, S., y Ushio, T., 2015. A Quality Control Algorithm for the Osaka Phased Array Weather Radar. *Sola*, 11, 0, 48-52.

Saibene, Y.B., Banchero, S., y Pampa, L., 2014. Desarrollo y uso de herramientas libres para

- la explotación de datos de los radares meteorológicos del INTA. En pp. 74-86.
- Salonen, K., Järvinen, H., Järvenoja, S., Niemelä, S., y Eresmaa, R., 2008. Doppler radar radial wind data in NWP model validation. *Meteorological Applications*, 15, 1, 97-102.
- Shin, H.H., Hong, S.-Y., y Dudhia, J., 2012. Impacts of the Lowest Model Level Height on the Performance of Planetary Boundary Layer Parameterizations. *Monthly Weather Review*, 140, 2, 664-682.
- Skamarock, W., Klemp, J., Dudhia, J., Gill, D., Barker, D., Duda, M., Huang, X.-Y., Wang, W., y Powers, J., 2008. A Description of the Advanced Research WRF Version 3.
- Stull, R.B., 1988. An Introduction to Boundary Layer Meteorology, Primera Ed., Kluwer Academic Publishers, p. 670.
- Tewari, M., Chen, F., Wang, W., Dudhia, J., LeMone, M.A., Mitchell, K., Ek, M., Gayno, G., Wegiel, J., y Cuenca, R., 2016. Implementation and verification of the united NOAH land surface model in the WRF model. En 20th Conference on Weather Analysis and Forecasting/16th Conference on Numerical Weather Prediction pp. 11-15.
- Tonti, N.E., y Gassmann, M.I., 2015. Variabilidad del parámetro de rugosidad sobre una cobertura vegetal. *Meteorologica*, 40, 2, 59-72.
- Ulke, A.G., 2000. New turbulent parameterization for a dispersion model in the atmospheric boundary layer. *Atmospheric Environment*, 34, 7, 1029-1042.
- Ulke, A.G., y Andrade, M.F., 2001. Modeling urban air pollution in Sao Paulo, Brazil: Sensitivity of model predicted concentrations to different turbulence parameterizations. *Atmospheric Environment*, 35, 10, 1747-1763.
- Wang, Y., Xie, S.-P., Xu, H., y Wang, B., 2004. Regional Model Simulations of Marine Boundary Layer Clouds over the Southeast Pacific off South America. Part I: Control Experiment*. *Monthly Weather Review*, 132, 1, 274-296.
- Xie, B., Fung, J.C.H., 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, 12, 1-26.
- Xu, Q., Nai, K., y Wei, L., 2010. Fitting VAD winds to aliased doppler radial-velocity observations: A global minimization problem in the presence of multiple local minima. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136, 647, 451-461.
- Zeng, Y., Blahak, U., Neuper, M., y Jerger, D., 2014. Radar beam tracing methods based

on atmospheric refractive index. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 31, 12, 2650-2670.

Zhang, D.-L., y Zheng, W.-Z., 2004. Diurnal Cycles of Surface Winds and Temperatures as Simulated by Five Boundary Layer Parameterizations. *Journal of Applied Meteorology*, 43, 1, 157-169.