

INTERCAMBIOS DE MASA Y ENERGÍA ENTRE LA VEGETACIÓN
Y LA CAPA LÍMITE ATMOSFÉRICA EN DOS ECOSISTEMAS DE
ARGENTINA.

*Tesis presentada para optar al título de Magister de la Universidad de Buenos Aires,
Área Recursos Naturales*

Natalia Noemí Gattinoni

Lic. en Cs. de la Atmósfera - Universidad de Buenos Aires - 2008

Lugar de trabajo: Instituto de Clima y Agua-CNIA-INTA



Escuela para Graduados Ing. Agr. Alberto Soriano
Facultad de Agronomía – Universidad de Buenos Aires

COMITÉ CONSEJERO

Director de tesis

Gabriela Posse Beaulieu

Licenciada en Cs. Biológicas (Universidad de Buenos Aires)

Dra. de la Universidad de Buenos Aires

Consejero de Estudios

Ana Graciela Ulke

Licenciada en Cs. Meteorológicas (Universidad de Buenos Aires)

Dra. de la Universidad de Buenos Aires

JURADO DE TESIS

Director de tesis

Gabriela Posse Beaulieu

Licenciada en Cs. Biológicas (Universidad de Buenos Aires)

Dra. de la Universidad de Buenos Aires

JURADO

Cesar Rebella

Ingeniero Agrónomo (Universidad de Buenos Aires)

Dr. en Ciencias de la Universidad Pierre y Marie Curie, Universidad de París VI

JURADO

Patricia Figuerola

Licenciada en Cs. Meteorológicas (Universidad de Buenos Aires)

Dra. de la Universidad de Buenos Aires

Fecha de defensa de la tesis: 14 de noviembre de 2014

Dedicada a mi Juan y a mis dos gorditas por haber sido tan pacientes. A mis papás y hermanas, a mi tía Deli, a Nora y a Tilde que sin su apoyo incondicional hubiese sido todo más difícil de transitar. ¡LO LOGRÉ!

Agradecimientos

Quiero agradecer a todas aquellas personas que he cruzado en esta nueva etapa y que me han apoyado de una u otra forma para que hoy yo lograra este gran paso. A todas aquellas que me han sabido dar un empujón cuando lo necesité. A todas las que siempre han estado a mi lado ayudándome. A las que me han esperado en este camino que fue largo y con muchos obstáculos pero que con fuerza logré vencer.

A mi linda familia, a los que me acompañan desde que nací y a los que ya hace 10 años que están conmigo. A todos ustedes les quiero agradecer todo el amor que me han sabido brindar, ayudándome a hacer más fácil mi camino.

A la Dra. Gabriela Posse por ayudarme, aconsejarme, escucharme y por estar atenta a mis avances.

A la Dra. Graciela Ulke, por haberme ayudado a llevar a cabo este gran desafío y por sus palabras de aliento.

Al director del Instituto de Clima y Agua Dr. Pablo Mercuri por brindarme esta gran oportunidad y por su apoyo.

Al INTA, por haberme brindado esta beca y financiado mis estudios de posgrado. Al Instituto de Clima y Agua y al Dr. Cesar Rebella por otorgarme mi lugar de trabajo.

Al Coordinador del Área de Agrometeorología, Lic. Roberto De Ruyver, por su apoyo.

A la directora de la Maestría Dra. Amy Austin por su apoyo y su agradable disposición para recibirme en su oficina.

A la EPG por la dedicación de todo el personal y por todo el conocimiento que me han brindado.

A los proyectos AERN 3632 (293320 y 293321) INTA, UBACYT X224 y 20020100101013 y ANPCyT PICT08-1739.

A todos los que me recibieron en el Área de Agrometeorología, entre ellos a Hugo Conti, Graciela Cazenave, Graciela Galvani, Rafael Rodriguez y Selva Gómez.

A Mora por escuchar repetidamente mis “problemas” y aconsejarme, por estar siempre ahí. A Malvina por sus consejos y recomendaciones.

A María José, Sofi, Aimé y Paola, gracias chicas por los lindos momentos compartidos, por ayudarme. Gracias Sofi por acompañarme y aconsejarme como becaria.

A Naty, Romi, Cyn, gracias por compartir momentos conmigo. Gracias Romi, por ayudarme con los detalles sinópticos de mi tesis.

A todos los chicos de la “Sala NOAA” (los que no están y los que siguen estando) por haberme recibido tan amablemente. Gracias Alfredo G. por los momentos compartidos, gracias por haberme ayudado con los datos. Gracias Patricio por tu atenta disposición.

A todos aquellos que no he nombrado pero que he sabido valorar sinceramente su compañía y ayuda.
¡MUCHAS GRACIAS A TODOS!

Índice General

Índice de Tablas.....	X
Índice de Figuras.....	XI
Declaración.....	XIX
Resumen.....	XX
Abstract.....	XXI
1. Introducción General.....	1
1.1 Introducción.....	1
1.2 Objetivos.....	12
1.2.1 Objetivos Generales.....	12
1.2.2 Objetivos Específicos.....	12
2. Fundamentos teóricos.....	13
2.1 Capa Límite Atmosférica.....	13
2.1.1 Capa de Superficie.....	15
2.2 Flujos turbulentos.....	16
2.2.1 Teoría de la Semejanza de Monin-Obukhov.....	17
2.2.2 Métodos Estadísticos.....	19
2.2.2.1 Técnica Eddy Covariance.....	19
2.2.2.1.1 Ventajas y limitaciones en el empleo de la técnica EC.....	23
3. Materiales y Métodos.....	25
3.1 Descripción de los sitios experimentales y del instrumental utilizado...25	
3.1.1 Descripción de los sitios en los cuales se instalaron las plataformas fijas y del instrumental utilizado.....	25
3.1.1.1 Descripción del sitio en la provincia de San Luis.....	26
3.1.1.2 Descripción del sitio en Virasoro, provincia de Corrientes.....	32
3.1.2 Descripción de la plataforma móvil y las características del vuelo.....	37
3.2 Modelos de área fuente (en inglés: footprint).....41	
3.2.1 Parámetros de entrada de los modelos.....	41

3.2.2	Modelado del footprint.....	43
3.2.2.1	Modelos de footprint utilizados.....	45
3.2.2.1.1	Modelo de Kljun.....	45
3.2.2.1.2	Modelo de Hsieh.....	46
3.3	Modelo atmosférico de mesoescala.....	50
3.3.1	Descripción del modelo BRAMS versión 4.2 (Brazilian Regional Atmospheric Modeling System).....	50
3.3.2	Configuración utilizada del modelo BRAMS.....	50
3.3.2.1	Dominio especial.....	51
3.3.2.2	Condiciones iniciales y de contornos y parametrizaciones utilizadas.....	51
3.3.3	Periodos de integración.....	55
3.3.4	Simulación numérica considerando condiciones iniciales homogéneas de humedad de suelo.....	57
4.	Resultados.....	58
4.1	Modelos de área fuente.....	58
4.1.1	Aplicación de los modelos a los datos cada media hora.....	58
4.1.2	Aplicación de los modelos a escala estacional.....	61
4.1.3	Influencia de los parámetros de entrada sobre los resultados.....	63
4.2	Descripción de la variabilidad de los datos registrados por los sistemas Eddy Covariance	67
4.2.1	Descripción de los datos registrados por las plataformas fijas.....	67
4.2.1.1	Variación horaria de la temperatura del aire y la velocidad del viento.....	67
4.2.1.2	Variación temporal de las concentraciones de CO ₂	73
4.2.1.3	Variación temporal de los flujos de CO ₂ , calor latente y calor sensible.....	78
4.2.1.3.1	Flujos de CO ₂	78
4.2.1.3.2	Flujos de calor latente.....	83
4.2.1.3.3	Flujos de calor sensible.....	85
4.2.1.3.4	Partición energética.....	88

4.2.2	Descripción de la variabilidad de los datos registrados por la plataforma móvil.....	89
4.3	Estudios de casos en San Luis y Virasoro mediante el empleo del modelo BRAMS.....	95
4.3.1	Descripción meteorológica de los periodos simulados.....	95
4.3.1.1	Periodo entre el 16 y el 20 de febrero de 2010.....	95
4.3.1.2	Periodo entre el 20 y el 27 de julio de 2010.....	101
4.3.2	Condiciones observadas y simuladas en San Luis.....	107
4.3.2.1	Temperatura del aire.....	107
4.3.2.2	Flujos de calor latente y sensible.....	110
4.3.2.3	Radiación neta.....	112
4.3.2.4	Velocidad del viento.....	114
4.3.2.5	Perfiles verticales de temperatura del aire, relación de mezcla y humedad relativa.....	116
4.3.3	Condiciones observadas y simuladas en Virasoro.....	118
4.3.3.1	Temperatura del aire.....	118
4.3.3.2	Flujos de calor latente y sensible.....	120
4.3.3.3	Radiación neta.....	122
4.3.3.4	Velocidad del viento.....	122
4.3.4	Simulaciones con condiciones iniciales homogéneas de humedad del suelo.....	125
4.3.4.1	Temperatura del aire.....	125
4.3.4.2	Flujos de calor latente y sensible.....	126
4.3.4.3	Radiación neta.....	127
4.3.5	Campos simulados de distintas variables.....	128
4.3.5.1	Temperatura del aire.....	129
4.3.5.2	Flujos de calor latente y sensible.....	131
4.3.5.3	Velocidad del viento.....	134
5.	Discusión.....	135
5.1	Modelos de área fuente.....	135

5.2	Variables observadas sobre el bosque seco nativo y sobre el bosque implantado.....	138
5.3	Modelo atmosférico de mesoescala.....	146
6.	Conclusiones.....	156
7.	Bibliografía.....	160

Índice de Tablas

Tabla 3.1.1: Datos obtenidos a partir del procesamiento realizado con el software EVEDDY.

Tabla 3.1.2: Características del vuelo realizado en la provincia de San Luis.

Tabla 3.2.1: Parámetros de entrada de los modelos de footprint implementados.

Tabla 3.3.1: Detalle del tipo de vegetación dominante según la clasificación del International Geosphere-Biosphere Programme.

Tabla 3.3.2: Configuraciones generales del modelo BRAMS-4.2 utilizado.

Tabla 4.1.1: Valores promedios y desvíos estándar de la distancia horizontal calculada con los modelos de Hsieh y de Kljun en San Luis y Virasoro.

Tabla 4.1.2: Valores promedios y desvíos estándar de la distancia de máxima contribución calculada con los modelos de Hsieh y de Kljun en San Luis y Virasoro.

Índice de Figuras

- Figura 2.1:** Estructura de la capa límite atmosférica sobre tierra (Stull 1988).
- Figura 2.2:** Principio del método EC. h: altura de medición. Fetch: distancia corriente arriba del sensor donde se encuentra un cambio de superficie (Jumilla et al. 2011)
- Figura 3.1.1:** Ubicación de los dos sitios en los cuales se encuentran las torres micrometeorológicas (estrellas rojas) y de las estaciones meteorológicas pertenecientes al Servicio Meteorológico Nacional (puntos rojos).
- Figura 3.1.2:** Localización del área de estudio en la provincia de San Luis. La estrella roja indica la ubicación de la torre micrometeorológica. De fondo se colocó una imagen del Google Earth.
- Figura 3.1.3:** Vegetación presente en el sitio de estudio de San Luis
- Figura 3.1.4:** Valores medios mensuales de precipitación (barras azules) y temperatura (línea roja) de la estación meteorológica San Luis (serie 1991-2000).
- Figura 3.1.5:** Valores medios mensuales de humedad relativa (barras azules) y tensión de vapor (línea roja) de la estación meteorológica San Luis (serie 1991-2000).
- Figura 3.1.6:** Frecuencia media mensual de la dirección del viento de la estación meteorológica San Luis (serie 1991-2000).
- Figura 3.1.7:** Torre micrometeorológica en la provincia de San Luis. En la parte central se observa: a la derecha el analizador infrarrojo de gases y a la izquierda el anemómetro sónico.
- Figura 3.1.8:** Localización del área de estudio en la provincia de Corrientes.
- Figura 3.1.9:** Vegetación presente en el sitio de Corrientes.
- Figura 3.1.10:** Valores medios mensuales de precipitación (barras azules) y temperatura (línea roja) de la estación meteorológica Posadas (serie 1991-2000).
- Figura 3.1.11:** Valores medios mensuales de humedad relativa (barras azules) y tensión de vapor (línea roja) de la estación meteorológica Posadas (serie 1991-2000).
- Figura 3.1.12:** Frecuencia media mensual de la dirección del viento de la estación meteorológica Posadas (serie 1991-2000).
- Figura 3.1.13:** Torre micrometeorológica en la provincia de Corrientes. En la parte central se observa a la derecha el analizador infrarrojo de gases y a la izquierda del mismo el anemómetro sónico.

Figura 3.1.14: INTA Sky Arrow 650 E.R.A.

Figura 3.1.15: Transectas de vuelo realizadas en el sitio ubicado en San Luis. Las transectas utilizadas en este trabajo son las que se orientan de norte a sur (A-B). Los puntos start y end indican inicio y fin del vuelo. En violeta se indica la posición de la torre en San Luis.

Figura 3.2.1: Esquemas de la función footprint. a) Punto de vista vertical y b) Punto de vista horizontal. $X_{m\acute{a}x}$ denota la localización del punto máximo de la función y X_r la distancia desde el sensor para la cual la integral de la curva es igual al porcentaje $r\%$. Adaptado de Burba et.al (2007) y Schmid (1994).

Figura 3.3.1: Dominios de integración utilizados en el modelo BRAMS. Las grillas, G1, G2 y G3 tuvieron una resolución de 40, 10 y 2.5 km respectivamente. El asterisco indica la posición de la torre en San Luis.

Figura 3.3.2: Topografía utilizada en el modelo BRAMS (izquierda) y curvas de nivel (derecha) en la provincia de San Luis. Datos derivados de la información suministrada por el satélite SRTM – NASA. La localización de la torre se ha señalado con una estrella roja.

Figura 3.3.3: Mapa de tipo de vegetación dominante según la clasificación de IGBP.

Figura 4.1.1: Distancia horizontal corriente arriba de la torre hasta la cual se acumula el 80% del área fuente calculada en base a los datos registrados cada media hora. Arriba: modelo de Hsieh en Virasoro (a) y en San Luis (b). Abajo: modelo de Kljun en Virasoro (c) y San Luis (d). La estrella indica la posición de los sensores. Con línea roja se indica una distancia orientativa. El fondo corresponde a una imagen de Google Earth.

Figura 4.1.2: Distancia de máxima contribución calculada con el modelo de Hsieh (a) y Kljun (b) en San Luis. La línea roja representa una distancia orientativa. El fondo corresponde a una imagen de Google Earth.

Figura 4.1.3: Distancia horizontal promedio horaria (m) calculada con el modelo de Hsieh, en la cual se acumula el 80% de la señal registrada por los sensores. Arriba: Virasoro y abajo: San Luis, para las distintas épocas del año, las barras indican la dispersión con respecto al valor medio.

Figura 4.1.4: Idem Figura 4.1.3 pero aplicando el modelo de Kljun.

- Figura 4.1.5:** Distancia horizontal (m) calculada a partir del modelo de Hsieh para distintos valores del parámetro de rugosidad de la superficie: 0.1, 0.3, 0.45, 0.5, 0.8 y 1 m.
- Figura 4.1.6:** Distancia horizontal (m) calculada a partir del modelo de Hsieh considerando distintas estabilidades de la atmósfera.
- Figura 4.1.7:** Distancia horizontal corriente arriba del sensor hasta la que se acumula un 80% del área fuente calculada con el modelo de Hsieh para una semana de datos en San Luis. Se consideraron tres alturas de medición: 9m (rojo), 18m (verde) y 36m (violeta), la altura de la vegetación se fijó en 4.5 m.
- Figura 4.2.1:** Temperatura media estacional en Virasoro (arriba) y en San Luis (abajo). Las barras corresponden al desvío estandar.
- Figura 4.2.2:** Frecuencia porcentual de la dirección del viento durante diciembre/2009 y febrero/2011 en Virasoro y en San Luis.
- Figura 4.2.3:** Velocidad del viento (m/s) media horaria estacional en Virasoro (arriba) y en San Luis (abajo). Las barras corresponden al desvío estándar.
- Figura 4.2.4:** Velocidad de fricción media horaria estacional en Virasoro (arriba) y en San Luis (abajo). Las barras corresponden al desvío estándar.
- Figura 4.2.5:** Ciclo diurno de la concentración media de CO₂ en el bosque implantado (Virasoro) y en el bosque nativo (San Luis). Las barras corresponden a sus respectivos desvíos estándares.
- Figura 4.2.6:** Concentración de CO₂ media mensual durante diciembre/2009 y febrero/2011 en Virasoro (arriba) y San Luis (abajo). Las barras corresponden a la desviación estandar de cada mes.
- Figura 4.2.7:** Mínimos diurnos (cuadrados verdes) y máximos nocturnos (cuadrados azules) de la concentración de CO₂ en Virasoro y en San Luis. Período diurno: 9- 18 hs, Período nocturno: 21-6 hs.
- Figura 4.2.8:** Valores horarios medios de concentración de CO₂ durante los meses más secos (líneas naranjas) y durante los meses más húmedos (líneas azules) en Virasoro (arriba) y en San Luis (abajo).
- Figura 4.2.9:** Valores horarios medios por estación del año de los flujos de CO₂ en Virasoro (arriba) y San Luis (abajo). Las barras corresponden a sus respectivos

desvíos estándares. Las escalas verticales son diferentes para poder apreciar los cambios en los valores horarios de los flujos en San Luis.

Figura 4.2.10: Valores medios mensuales de los flujos de CO₂ en Virasoro (arriba) y San Luis (abajo). Las barras corresponden a sus respectivos desvíos estándares. Las escalas verticales son diferentes para poder apreciar los cambios en los valores de los flujos registrados en San Luis.

Figura 4.2.11: Flujos de CO₂ diurnos (cuadrados verdes) y nocturnos (cuadrados azules) en Virasoro (arriba) y en San Luis (abajo). Período diurno: 9- 18hs, Período nocturno: 21-6 hs. Las escalas verticales son diferentes para poder apreciar los cambios en los valores de los flujos registrados en San Luis. Valores positivos indican liberación de CO₂ desde la vegetación y valores negativos consumo de CO₂ desde la atmósfera.

Figura 4.2.12: Valores horarios medios por estación del año de los flujos de calor latente (W/m²) en Virasoro (arriba) y San Luis (abajo). Las barras corresponden a sus respectivos desvíos estándares. Las escalas verticales son diferentes para poder apreciar los cambios en los valores horarios de los flujos en San Luis.

Figura 4.2.13: Valores horarios medios por estación del año de los flujos de calor sensible (w/m²) en Virasoro (arriba) y San Luis (abajo). Las barras corresponden a sus respectivos desvíos estándares. Las escalas verticales son diferentes para poder apreciar los cambios en los valores horarios de los flujos en Virasoro.

Figura 4.2.14: Valores horarios medios de la partición de energía por estación del año en Virasoro (arriba) y San Luis (abajo). Las barras corresponden a sus respectivos desvíos estándares.

Figura 4.2.15: Altura de la Capa de Mezcla y de la Capa Mecánica calculadas con el modelo de Batchvarova-Gryning (1991) utilizando los datos registrados por los sensores colocados en la torre durante el día 18 de febrero de 2010.

Figura 4.2.16: Valores de calor sensible (W/m²) (arriba) y velocidad de fricción (m/s) registrados durante el día 18 de febrero de 2010.

Figura 4.2.17: Patrones de concentración de CO₂ (ppm), temperatura del aire (°C) y densidad de vapor de agua (g/m³) registrados por los sensores en la torre de San Luis el día 18 de febrero de 2010. El rectángulo en rojo marca el momento del vuelo.

Figura 4.2.18: Transectas de vuelo realizadas entre los puntos A y B, orientadas de Norte a Sur.

Figura 4.2.19: Perfiles verticales de las concentraciones de CO₂ (ppm) (a), la temperatura del aire (°C) (b) y humedad específica (g/kg) (c) registrados por los sensores de la aeronave en seis alturas y el dato registrado en la torre en San Luis a 9m de altura. Las barras horizontales representan el desvío estandar de los valores y la barra vertical el desvío estandar de las alturas de vuelo.

Figura 4.3.1: Campos de presión a nivel del mar (hPa) (líneas negras) y espesores 500/1000 hPa (mgs) (contornos sombreados). Mapas obtenidos a partir de los reanálisis del NCEP.

Figura 4.3.2: Campo de viento (m/s) (vectores) y altura geopotencial (mgs) (contornos) en 500 hPa (panel superior) y en 850 hPa (panel inferior). Mapas obtenidos a partir de los reanálisis del NCEP.

Figura 4.3.3: Imagen satelital infrarroja (GOES12) de los días 15, 18 y 19 de febrero de 2010. Fuente: INPE-CPTEC.

Figura 4.3.4: Campos de presión a nivel del mar (hPa) (líneas negras) y espesores 500/1000 hPa (mgs) (contornos sombreados). Mapas obtenidos a partir de los reanálisis del NCEP.

Figura 4.3.5: Campo de viento (m/s) (vectores) y altura geopotencial (mgs) (contornos) en 500 hPa.

Figura 4.3.6: Imagen satelital infrarroja (GOES12) de los días 21, 25 y 26 de julio de 2010. Fuente: INPE-CPTEC.

Figura 4.3.7: Comparación entre la temperatura del aire (°C) observada (puntos azules) y modelada (línea roja) en el sitio ubicado en San Luis, durante el periodo 1: 16 al 20 de febrero de 2010, periodo 2: 22 al 25 de julio de 2010 y periodo 3: 24 al 27 de julio de 2010, respectivamente. En el eje horizontal la sigla Z equivale a la sigla UTC.

Figura 4.3.8: Comparación entre los flujos (W/m²) de calor sensible (líneas y puntos rojos) y calor latente (líneas y punto azules) medidos y modelados en el sitio ubicado en San Luis, durante el periodo 1: 16 al 20 de febrero de 2010, periodo 2: 22 al 25 de

julio de 2010 y periodo 3: 24 al 27 de julio de 2010, respectivamente. En el eje horizontal la sigla Z equivale a la sigla UTC.

Figura 4.3.9: Comparación entre los valores de radiación neta (W/m^2) medidos (puntos rojos) y modelados (línea llena celeste) en el sitio ubicado en San Luis, durante el periodo 1: 16 al 20 de febrero de 2010, periodo 2: 22 al 25 de julio de 2010 y periodo 3: 24 al 27 de julio de 2010, respectivamente. En el eje horizontal la sigla Z equivale a la sigla UTC.

Figura 4.3.10: Comparación entre los valores de velocidad horizontal del viento (m/s) medidos a 9m de altura (puntos azules) y estimados a 10m de altura (línea llena roja) en el sitio ubicado en San Luis, durante el periodo 1: 16 al 20 de febrero de 2010, periodo 2: 22 al 25 de julio de 2010 y periodo 3: 24 al 27 de julio de 2010 respectivamente. En el eje horizontal la sigla Z equivale a la sigla UTC.

Figura 4.3.11: Comparación entre los valores de temperatura del aire ($^{\circ}C$), Relación de mezcla (g/kg) y humedad relativa (%), registrados por los sensores montados en la aeronave durante el vuelo realizado el 18/2/2010 (puntos rojos) y los datos simulados en los primeros niveles del modelo (líneas azules). Las barras en los datos observados corresponden al desvío estándar de la altura de vuelo y de la variable medida.

Figura 4.3.12: Comparación entre la temperatura del aire ($^{\circ}C$) observada (puntos azules) y modelada (líneas rojas) en el sitio ubicado en Virasoro, durante el periodo 1: 16 al 20 de febrero de 2010, periodo 2: 22 al 25 de julio de 2010 y periodo 3: 24 al 27 de julio de 2010, respectivamente. En el eje horizontal la sigla Z equivale a la sigla UTC.

Figura 4.3.13: Comparación entre los flujos (W/m^2) de calor sensible (líneas y puntos rojos) y calor latente (líneas y punto azules) medidos y modelados en el sitio ubicado en Virasoro, durante el periodo 1: 16 al 20 de febrero de 2010, periodo 2: 22 al 25 de julio de 2010 y periodo 3: 24 al 27 de julio de 2010, respectivamente. En el eje horizontal la sigla Z equivale a la sigla UTC.

Figura 4.3.14: Comparación entre los valores de radiación neta (W/m^2) medidos (puntos rojos) y modelados (línea llena celeste) en el sitio ubicado en Virasoro, durante el periodo 1: 16 al 20 de febrero de 2010, periodo 2: 22 al 25 de julio de 2010 y

periodo 3: 24 al 27 de julio de 2010, respectivamente. En el eje horizontal la sigla Z equivale a la sigla UTC.

Figura 4.3.15: Comparación entre los valores de velocidad horizontal del viento (m/s) medidos (puntos azules) y modelados (línea llena roja) en el sitio ubicado en Virasoro, durante el periodo 1: 16 al 20 de febrero de 2010, periodo 2: 22 al 25 de julio de 2010 y periodo 3: 24 al 27 de julio de 2010, respectivamente. En el eje horizontal la sigla Z equivale a la sigla UTC.

Figura 4.3.16: Comparación entre la temperatura del aire ($^{\circ}\text{C}$) observada (puntos azules) y modelada (línea roja) en el sitio ubicado en San Luis (arriba) y en Virasoro (abajo), durante el periodo entre el 20 y el 24 de julio de 2010, considerando condiciones homogéneas de humedad del suelo. En el eje horizontal la sigla Z equivale a la sigla UTC.

Figura 4.3.17: Comparación entre los flujos (W/m^2) de calor latente (azul) y sensible (rojo) medidos (puntos) y modelada (línea llenas) en el sitio ubicado en San Luis (arriba) y en Virasoro (abajo), durante el periodo entre el 20 y el 24 de julio de 2010, considerando condiciones homogéneas de humedad del suelo. En el eje horizontal la sigla Z equivale a la sigla UTC.

Figura 4.3.18: Comparación entre la radiación neta (W/m^2) observada (puntos rojos) y modelada (línea llenas) en el sitio ubicado en San Luis (arriba) y en Virasoro (abajo), durante el periodo entre el 20 y el 24 de julio de 2010, considerando condiciones homogéneas de humedad del suelo. En el eje horizontal la sigla Z equivale a la sigla UTC.

Figura 4.3.19: Distribución espacial de la temperatura del aire ($^{\circ}\text{C}$) a las 12UTC del día 18/2/2010 y a las 18 UTC del día 16/2/2010 (panel superior) y a las 12 UTC y a las 18 UTC del día 23/7/2010 (panel inferior).

Figura 4.3.20: Distribución espacial de los flujos de calor latente (W/m^2) a las 06 UTC y a las 18 UTC del día 17/2/2010 (panel superior) y a las 06 UTC y a las 18 UTC del día 21/7/2010 (panel inferior).

Figura 4.3.21: Distribución espacial de los flujos de calor sensible (W/m^2) a las 06 UTC y a las 18 UTC del día 17/2/2010 (panel superior) y a las 06 UTC y a las 18 UTC del día 22/7/2010 (panel inferior).

Figura 4.3.22: Distribución espacial de la velocidad (m/s) y dirección del viento a las 18 UTC del día 17/2/2010 (izquierda) y a las 18 UTC del día 23/7/2010 (derecha).

“Declaro que el material incluido en esta tesis es, a mi mejor saber y entender, original producto de mi propio trabajo (salvo en la medida en que se identifique explícitamente las contribuciones de otros), y que este material no lo he presentado, en forma parcial o total, como tesis en ésta u otra institución.”

Firma:

Aclaración:

DNI:

Resumen

Dentro del contexto del Cambio Global ha surgido el interés en conocer y entender la dinámica de los ecosistemas. La técnica Eddy Covariance (EC) es utilizada a nivel global para el registro continuo de los intercambios turbulentos de masa y energía en una diversidad de ecosistemas, con sensores montados en torres micrometeorológicas y en plataformas móviles. Así mismo, el empleo de modelos atmosféricos de mesoescala suma un aporte a la comprensión de los procesos de intercambio suelo-atmósfera dentro de la Capa Límite Atmosférica. Lo enunciado anteriormente motivó la elaboración de la presente tesis en la cual se planteó caracterizar los intercambios turbulentos, estudiando su variabilidad sobre un bosque seco nativo y uno implantado en Argentina y evaluar el desempeño del modelo BRAMS-4.2 en alta resolución en reproducir estos intercambios. A partir de los valores observados, se encontró que la concentración media diaria y los flujos de CO₂ presentaron un marcado ciclo diurno. El valor medio de las concentraciones en el bosque implantado fue igual a $736.2 \pm 42.4 \text{ mg/m}^3$ y en el bosque nativo igual a $641.9 \pm 22.4 \text{ mg/m}^3$. Los flujos de CO₂ presentaron una amplitud media mayor en verano igual a $1.42 \text{ mg/m}^2\text{s}$ ($0.27 \text{ mg/m}^2\text{s}$) en el bosque implantado (bosque nativo). Los flujos de calor latente registrados en el bosque implantado fueron mayores a los registrados en el bosque nativo. La implementación del sistema de sensores instalados a bordo del avión Sky Arrow 650 ERA permitió realizar mediciones en los primeros metros de la atmósfera. El modelo BRAMS-4.2 supo reproducir razonablemente bien distintas variables meteorológicas así como también los flujos de masa y energía. Los resultados obtenidos en esta tesis son un aporte para ampliar el conocimiento sobre los intercambios turbulentos entre la vegetación y las capas bajas de la atmósfera en distintos ecosistemas de Argentina.

Palabras Claves: ecosistemas, Eddy Covariance, modelo de mesoescala, intercambios turbulentos, bosque seco nativo, bosque implantado, modelos de footprint.

Abstract

Within the context of Global Change a interest in knowing and understanding the dynamics of ecosystems has arisen. The technique Eddy Covariance (EC) is applied globally for continuous recording of the turbulent exchange of mass and energy in a variety of ecosystems with micrometeorological sensors mounted on towers and on aircraft. Likewise, the use of mesoscale atmospheric models contribute to the understanding of the processes of soil- atmosphere exchange in the Atmospheric Boundary Layer. In the context, this thesis aims to characterize the turbulent exchanges, studying variability on native dry forest and one implanted in Argentina and evaluate the performance BRAMS -4.2 model in high resolution reproduce these exchanges. The observed daily average concentration and fluxes of CO₂ showed a marked diurnal cycle. The average concentrations was equal to $736.2 \pm 42.4 \text{ mg/m}^3$ for the planted forest and equal to $641.9 \pm 22.4 \text{ mg/m}^3$ for the native forest. Fluxes of CO₂ showed higher mean amplitude in summer equal to $1.42 \text{ mg/m}^2\text{s}$ ($0.27 \text{ mg/m}^2\text{s}$) in the implanted forest (native forest). Latent heat fluxes were higher than sensible heat fluxes in the implanted forest. The implementation of the system sensors installed on board the aircraft Sky Arrow 650 ERA allowed to perform measurements in the first meters of the atmosphere. The BRAMS -4.2 model reproduced reasonably well different weather variables as well as the mass and energy flows. The results obtained in this thesis are a contribution to increase knowledge about the turbulent exchanges between vegetation and the lower layers of the atmosphere in different ecosystems of Argentina.

Keywords: ecosystem, Eddy Covariance, mesoscale model, turbulent exchanges, native dry forest, planted forest, footprint models.

1. Introducción General

1.1 Introducción

La atmósfera terrestre está compuesta por diferentes gases. Los más abundantes son el nitrógeno y el oxígeno y en una menor proporción, existe un conjunto de compuestos entre los que se encuentran el CO₂, el vapor de agua, el metano y el óxido de nitrógeno, que contribuyen al efecto invernadero natural del planeta y se los denomina gases de efecto invernadero (GEI). El efecto invernadero del planeta es la acción natural de la atmósfera de absorber parte de la radiación de onda larga emitida por la propia atmósfera y por la superficie terrestre. De esta manera, la energía queda retenida dentro del sistema tierra-atmósfera manteniendo la temperatura media global del planeta en un valor apropiado para otorgar condiciones para el desarrollo y la conservación de la vida humana.

El concepto de *Cambio Global* comprende las alteraciones del sistema terrestre a escala planetaria por el impacto de las actividades humanas (Duarte et al. 2009). Dentro de este contexto, se incluyen alteraciones de los ciclo biogeoquímicos, cambios en la composición química de la atmósfera, cambios de uso del suelo y el cambio climático, así como sus posibles interacciones (Vitousek et al. 1997). En particular, el IPCC (2007) define al *Cambio Climático* como la variación significativa y persistente del estado del clima durante un período prolongado de tiempo, observándose una variación en el valor medio y/o en la variabilidad de sus propiedades (por ejemplo temperatura del aire). El clima de la Tierra ha cambiado a lo largo de la historia. Las causas que producen un cambio en el clima pueden ser naturales o antropogénicas (Barros et al. 2005). Entre los factores naturales se encuentran variaciones en la órbita terrestre alrededor del sol, variaciones en la radiación

solar y las actividades volcánicas. Los factores antropogénicos pueden incluir: el cambio en el uso del suelo y cambios en la composición química de la atmósfera. El primero de estos factores influye, por ejemplo, en el albedo, la evapotranspiración y las fuentes o sumideros de diferentes gases. Por su parte, los cambios en la composición química de la atmósfera, por emisión de GEI que refuerzan el efecto invernadero natural del planeta conllevan un aumento en la temperatura global. Existen evidencias de que ciertas actividades desarrolladas por el hombre han contribuido a aumentar la concentración de los principales GEI con larga permanencia en la atmósfera, potenciando el efecto invernadero y por consiguiente incrementando la temperatura global del planeta (Barros et al. 2005, IPCC 2007). En general, la contribución de los GEI al denominado *calentamiento global* depende de su capacidad de absorber energía, de su tiempo de residencia y de su concentración en la atmósfera. Es así que el vapor de agua si bien cumple un papel importante como gas de efecto invernadero presenta un tiempo de residencia menor a los demás gases y no es un gas producto de las actividades humanas como lo son los restantes GEI. Este *Calentamiento Global* trae aparejado cambios no solo en la temperatura media del planeta sino en otras variables climáticas como ser viento, humedad y patrones de precipitación (IPCC 2007, Barros et al. 2005). La combinación de los cambios enunciados anteriormente, a corto y largo plazo, conlleva a una alteración del funcionamiento fisiológico de las planta y de los ecosistemas (Drake et al. 1996, Baldocchi 2001, Fuhrer 2003). Es así que existe una gran preocupación por comprender el cambio climático y sus posibles impactos para afrontarlo a partir de medidas de vulnerabilidad y adaptación (IPCC 2010, Conde-Álvarez et al. 2007).

A partir de la Revolución Industrial, las emisiones de GEI tuvieron un incremento de tipo exponencial debido principalmente, en el caso del CO₂, a la quema de combustibles fósiles para la generación de energía (Malhi et al. 2002). El incremento a nivel mundial de la concentración de CO₂ en la atmósfera, la cual pasó de 280 partes por millón (ppm) en el año 1750 a 379 ppm en 2005 (IPCC 2007), es motivo de preocupación tanto en el ámbito científico como político. A partir de 1959, las concentraciones de CO₂ atmosférico fueron medidas en forma directa en el observatorio norteamericano de Mauna Loa, Hawai (Thoning et al. 1989). Este sitio es considerado uno de los lugares en el mundo más favorable para realizar las mediciones dado que la influencia de las emisiones antrópicas es mínima. Esta evolución temporal muestra un marcado aumento de las concentraciones, especialmente a partir de 1780 a comienzos de la era industrial, con una tendencia creciente que se acentúa en los últimos 50 años (1.4 ppm/año) y que resulta más importante a partir del año 2000 llegando a 2.1 ppm/año. Observando, entonces los registros de hace miles de años atrás se observan ciclos y tendencias positivas, pero la particularidad que presentan los datos actuales es su aumento más pronunciado.

El ciclo del carbono es un ciclo biogeoquímico en el cual el carbono es intercambiado entre los distintos componentes del sistema climático (la atmósfera, la hidrósfera, la litósfera y la biósfera). Dentro del sistema climático los principales reservorios de carbono son los océanos y los ecosistemas terrestres, se estima que en estos últimos la mayor parte del CO₂ atmosférico es almacenado en los suelos (Janzen 2004, Houghton 2007, Tans et al. 1990). Todos estos reservorios se encuentran conectados entre sí a partir de los intercambios (ingresos y pérdidas) de carbono. La vegetación cumple un rol importante en ciclo del carbono como sumidero de CO₂ durante el proceso de

fotosíntesis y como fuente a través de la respiración. Este intercambio entre los ecosistemas y la atmósfera se refleja en el balance entre la fotosíntesis de los vegetales y la respiración de la misma vegetación, la fauna y los microorganismos del suelo. Dicho balance es conocido como *Intercambio Neto del Ecosistema* (cuyas siglas en inglés son NEE: Net Ecosystem Exchange) y depende de la actividad fotosintética que fija o asimila el CO₂ atmosférico y de la respiración que libera CO₂ a la atmósfera. En los ecosistemas, durante el día con la presencia de la luz solar existen entradas y salidas de carbono; en la noche la asimilación se torna nula debido a la ausencia de luz y solo se mantiene la respiración. Con lo cual, a lo largo del día existen cambios en las concentraciones atmosféricas de CO₂ (Lloyd et al., 2007, Wu et al. 2012). El estudio del intercambio de CO₂ en distintos ecosistemas es un aporte fundamental para comprender el ciclo global del carbono.

Los intercambios de CO₂ y de vapor de agua se producen en la porción más baja de la atmósfera, la cual se encuentra influenciada por la superficie terrestre y es conocida como Capa Límite Atmosférica (CLA). La altura típica de esta capa, sobre tierra, está entre 300-3000m (Stull, 1988) y se caracteriza por presentar un ciclo diurno. El aire por ser un fluido viscoso puede ser clasificado como un flujo turbulento o laminar. Dentro de la CLA, el aire se comporta como un flujo turbulento y es la turbulencia el mecanismo responsable del transporte de materia (CO₂, vapor de agua), cantidad de movimiento (viento) y energía (calor). La misma se produce a través de parcelas de aire que se desplazan de un nivel a otro, resultando en un movimiento caótico del fluido. Para el cálculo del transporte turbulento o flujo de un cierto escalar se deben tomar medidas simultáneas del escalar en cuestión (CO₂, vapor de agua) y de la velocidad del viento que lo transporta. Las

mediciones de flujos son ampliamente utilizadas para la estimación de los intercambios de calor, vapor de agua y CO₂ entre distintos ecosistemas y la atmósfera.

Los diversos métodos micrometeorológicos (Moncrieff et al. 1997; Monteith 2008, Foken, 2008) utilizados para cuantificar los intercambios turbulentos de masa, cantidad de movimiento y energía se dividen en dos grandes grupos: aquellos que se basan en la cuantificación de la velocidad de difusión por el gradiente de las concentraciones (método aerodinámico y razón de Bowen) y los otros en los cuales se mide directamente la velocidad vertical y dirección del viento junto con la concentración del respectivo gas (método covarianza de remolinos). En particular, la estimación de los intercambios de CO₂ empleando métodos tradicionales se realiza a partir de la estimación de cambios de los diferentes componentes del ecosistema, a través de la estimación del cambio de masa en el tiempo o de la utilización de cámaras en las que se estima el intercambio de gases sobre algunos componentes, como las hojas y el suelo (Aber et al. 2001). Las principales desventajas de estos métodos son: la alteración de las condiciones ambientales cuando se aísla la hoja o el suelo al colocar las cámaras y la extensión espacial de las mediciones que resulta menor en comparación a la variabilidad que presenta el flujo a nivel del ecosistema. Estas desventajas hacen que las mediciones conlleven mucha incertidumbre y no sean prácticas de realizar a nivel del ecosistema. La técnica *Covarianza de Remolinos* (en inglés: Eddy Covariance (EC)) se destaca como la única capaz de medir directamente los flujos de CO₂ y vapor de agua entre los ecosistemas y la atmósfera (Aber et al. 2001; Baldocchi 2003; Serrano-Ortiz et al. 2006). Se requiere de la adquisición de medidas de escalares y velocidades en un punto fijo en la superficie a partir de instrumentos sofisticados situados a una o varias alturas en una torre micrometeorológica. Los sensores básicos utilizados para

esta técnica incluyen un anemómetro sónico tridimensional y un analizador infrarrojo de gases, a este conjunto se lo denomina *Sistema EC*. Estos instrumentos poseen la capacidad de trabajar a una alta frecuencia de muestreo (i.e. 10 o 20 Hz) permitiendo obtener información acerca de los flujos o intercambios en escalas temporales acordes a los procesos turbulentos. La resolución espacial de esta técnica se expande desde decenas de metros a kilómetros.

Los *sistemas EC* fueron adoptados por numerosas redes de monitoreo en distintos lugares del mundo, como por ejemplo la red internacional Fluxnet o redes nacionales o continentales como Euroflux, Asia flux, Carboeurope, Ameriflux y Sulflux, constituidas con el fin de estudiar y caracterizar los intercambios de materia y energía entre la biosfera terrestre y la atmósfera en diferentes de biomas, climas y escalas temporales (Hanan et al. 1998; Aubinet et al. 2000; Baldocchi et al. 2001; Dolman et al. 2006). Las mediciones son utilizadas para comprender el funcionamiento de los ecosistemas (Cihlar et al. 2002, Ward et al. 2012), estimar el balance anual de carbono (Schmid et al. 2000; Aubinet, et al. 2000, Baldocchi, et al. 2001, Serrano Ortiz, 2008), comprender los procesos que llevan a que una superficie se comporte como fuente o sumidero de CO₂ (Houghton, 2007), testear modelos de simulación y predecir el comportamiento del ecosistema ante cambio en las condiciones climáticas.

En los últimos años, se ha incrementado la aplicación de la técnica EC a escala regional utilizando instrumentos montados en plataformas móviles (Gioli et al., 2006). Los sistemas de sensores aerotransportados representan una herramienta para el estudio de los recursos naturales y su utilización ha aumentado enormemente las posibilidades de proporcionar estimaciones de flujos dentro de la CLA (Crawford et al. 1996; Gioli et al.

2004; Dolman et al. 2006; Maselli et al. 2010). La posibilidad de contar con sensores montados en plataformas móviles y fijas, para obtener las mediciones de concentraciones de CO₂, vapor de agua y temperatura para estimar los flujos de CO₂, calor latente y calor sensible respectivamente, permite estudiar su variabilidad espacial y temporal sobre distintos ecosistemas. De esta manera, lograr una mejor comprensión de los balances de energía y carbono, por ejemplo, para tener un aporte en la cuantificación del impacto potencial del manejo del uso de suelo sobre el balance hidrológico y de carbono (Hatfield et al. 2007).

Distintos trabajos han realizaron comparaciones entre los datos registrados por la aeronave y los datos registrados por torres EC (Kelly et al. 1992; Desjardins et al. 1997; Isaac et al. 2004; Gioli et al. 2004). Lloyd et al. (2007) observaron que existe una buena correspondencia entre los datos obtenidos durante el período diurno, no así durante el periodo nocturno, en el cual existe una subestimación sistemática por parte de los datos obtenidos por la torres micrometeorológicas. Desjardins et al. (1989 y 1997) y Shuttleworth (1991) encontraron que los flujos de superficie derivados de las mediciones realizadas por el avión son menores a los medidos por una torre micrometeorológica. Esta característica fue apreciada también por otros autores (Kelly et al.1992, Gioli et al.2004). Mahrt (1998) realizó una exhaustiva descripción de los errores de muestreos inherentes a ambas formas de medición. En su trabajo atribuye las diferencias encontradas a los errores sistemáticos y aleatorios, la interpretación de los datos y a la divergencia del flujo vertical con la altura. Otra fuente de error detallada por el autor es la falta de capacidad de la aeronave en mantener una altura constante lo cual introduce fluctuaciones espúreas a las concentraciones de CO₂. Kelly et al. (1992) asoció esta diferencia a la alta frecuencia de

muestreo utilizada por la aeronave. Isaac et al. (2004) encontraron que existe concordancia entre los datos pero remarcan las precauciones en cuanto al tiempo de respuesta de los instrumentos y las diferentes superficies muestreadas o áreas fuentes por las aeronaves y las torres. Gioli et al. (2004) y Desjardins et al. (1992) asociaron la subestimación encontrada de los flujos del avión a la divergencia del flujo con la altura. Asimismo, destacan la necesidad de conocer el área desde la cual proceden los flujos estimados por las distintas plataformas, concepto conocido como footprint.

El *footprint* o *área fuente* de una medición de flujo turbulento define el contexto espacial del mismo (Schmid, 2002). Los sensores son instalados en una torre micrometeorológica o en una aeronave con el objetivo de medir los intercambios turbulentos que reflejen las características de la superficie subyacente en la dirección desde la cual proviene el viento. En superficies homogéneas la ubicación del sensor no es un problema ya que los flujos procedentes de cualquier dirección son iguales. Sin embargo, cuando la superficie es heterogénea o presenta condiciones no ideales, la señal dependerá del área que influye en mayor proporción sobre las mediciones. Es importante evaluar esta influencia para poder realizar una interpretación precisa de las mediciones, dicha influencia se determina por la localización y tamaño del footprint que estará condicionado por la altura de medición, la rugosidad de la superficie y la estructura del canopeo junto a las condiciones meteorológicas (velocidad y dirección del viento, intensidad de la turbulencia y estabilidad atmosférica) (Vesala et al. 2008; Schmid, 2002).

Existen diversos modelos para estimar el footprint de una medición, los mismos pueden ser clasificados en Lagrangeanos Estocásticos y en aproximaciones analíticas. Los modelos Lagrangeanos describen la difusión de una escalar a partir de una ecuación

diferencial estocástica (Leclerc et al. 1990; Horst et al. 1992), mientras que las aproximaciones analíticas se basan en las soluciones de la ecuación diferencial aplicando un modelo de Teoría-K (Schuepp et al. 1990; Schmid et al. 1990). Un detallado resumen de los diferentes modelos de footprint y sus aplicaciones puede ser encontrado en Schmid (2002) y Versala et al. (2008).

Aprovechando la existencia de las distintas plataformas detalladas anteriormente se realizaron diversas investigaciones en todo el mundo para caracterizar la dinámica de los intercambio de distintos gases (Desjardins et al. 1992; Crawford et al. 1996; Gioli et al. 2004; Dolman et al. 2006; Ahmadov et al. 2007; Gioli et al. 2006; Lloyd et al. 2007). La combinación entre los flujos registrados por las torres y el avión permite obtener un enlace entre distintas escalas espaciales de manera tal de poder cuantificar y entender el balance regional de carbono (Lauvaux et al. 2009). En América del Sur se han realizado distintos trabajos en Brasil (Andrade et al. 2002, Aguiar et al. 2006, Costa 2000). Chou et al. (2002) utilizaron las observaciones registradas por una aeronave junto con observaciones desde torres micrometeorológicas para determinar los flujos de CO₂ sobre la región central y este de la Amazonia. Por otra parte, Lloyd et al. (2007) mostraron los perfiles de la concentración de CO₂ sobre Manaus, Brasil, para distintos momentos del día, encontraron que la mayor variación se produce próximo a la superficie, teniendo altas concentraciones de CO₂ durante el inicio de la mañana, debido a la liberación producida por la respiración del ecosistema durante la noche y bajos valores durante la tarde. Lo cual podría ser explicado por la variabilidad diaria de la actividad fotosintética, la radiación solar, la turbulencia y la advección dentro de la CLA.

Los modelos atmosféricos resuelven numéricamente las ecuaciones que representan las leyes físicas que gobiernan el movimiento de la atmósfera y los diversos procesos que tienen lugar en ella. En especial, a partir de la integración en el tiempo de las ecuaciones es posible obtener la evolución y distribución espacial de los procesos de mesoescala, los cuales presentan dimensiones espaciales entre 2 a 2000 km y temporales entre unos minutos hasta pocos días. En las últimas décadas, estos modelos han crecido en complejidad incorporando la representación de un mayor número de procesos e interacciones (entre ellos, los flujos turbulentos de masa, calor y cantidad de movimiento).

Los modelos que resuelven los procesos de la mesoescala atmosférica son cada vez más utilizados para el estudio de la interacción entre la superficie y la atmósfera resultando una herramienta eficaz para el estudio regional del intercambio de energía y masa (Dolman et al. 2006, Denning et al. 2003; Lu et al. 2005; Pérez Landa et al. 2007; Sarrat et al. 2009; Tolk et al. 2009; Ter Maat et al. 2010). Sarrat et al. (2007) realizaron una comparación entre distintos modelos de mesoescala acoplados a modelos biológicos y sus resultados, junto con los trabajos citados anteriormente, permiten concluir que un modelo atmosférico de mesoescala es una herramienta útil para comprender los procesos que intervienen en los intercambios experimentados entre los ecosistemas y la atmósfera. En particular, se han realizado distintos trabajos en los cuales se simuló la variabilidad temporal y espacial del CO₂ a partir del empleo de modelos atmosféricos-biológicos acoplados. Pillai et al. (2011) utilizaron dos modelos de atmosféricos junto a un modelo biofísico basado en información satelital, sus resultados sugieren que los modelos fueron capaces de capturar la variabilidad diurna, estacional y sinóptica del CO₂. A resultados similares arribaron Ter Maat et al. (2010) utilizando otra configuración de modelos atmosféricos y biofísicos. El empleo del

modelado atmosférico de mesoescala, con resoluciones que se comparan con el footprint de los flujos obtenidos desde torres o avión, permite determinar la influencia de las condiciones meteorológicas sobre las mediciones de CO₂, vapor de agua y energía. Es así que en trabajos como los de Lu et al. (2005), Wang et al. (2007), Ahmadov et al. (2007), Sarrat et al. (2009) se han analizado los distintos procesos de mesoescala como ser la turbulencia, las circulaciones (brisa de mar y de tierra), la divergencia del viento en altura y los procesos de advección horizontal, por su impacto sobre los campos de CO₂ y el vapor de agua.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivos generales

Caracterizar los intercambios de masa y energía dentro de la Capa Límite Atmosférica en un bosque seco nativo y en un bosque implantado de Argentina.

Evaluar la habilidad del modelo Brazilian Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS) en representar los flujos de masa y energía sobre dos ecosistemas de Argentina.

1.2.2 Objetivos Específicos

- Conocer el comportamiento temporal de distintas variables meteorológicas así como de las concentraciones de CO₂ y de los flujos de masa (CO₂ y vapor de agua) y energía en un bosque seco nativo y en un bosque implantado a partir del uso de registros con alta resolución obtenidos en plataformas fijas y móviles, con relación a la fenología de la vegetación y a las condiciones ambientales.
- Realizar simulaciones numéricas de la circulación atmosférica, de variables meteorológicas y de flujos de masa y energía, mediante el empleo de un modelo atmosférico de mesoescala sobre un dominio que comprenda los dos ecosistemas a estudiar.
- Integrar la información obtenida por ambas plataformas de medición y el modelo atmosférico para analizar la relación entre la variabilidad de las mediciones y los procesos físicos en la atmósfera.

2. Fundamentos Teóricos

En esta sección se expondrán los conceptos básicos de la Capa Límite Atmosférica, Capa de Superficie, características de la turbulencia, intercambios de energía, materia y movimiento. Finalmente, se incluirán los fundamentos teóricos, ventajas y limitaciones de la técnica Eddy Covariance.

2.1 Capa Límite Atmosférica

La Capa Límite Atmosférica (CLA) es la parte de la atmósfera en contacto directo con la superficie terrestre. Lenschow (1995) la define como “*la parte baja de la atmósfera que interactúa con la biosfera y está acoplada a la superficie a través de los procesos de intercambios turbulentos*”. Las propiedades del aire dentro de esta capa responden a los forzantes de superficie, los cuales incluyen los fenómenos de fricción, evapotranspiración, transporte de calor, fotosíntesis y respiración, que modifican los flujos de momento, vapor de agua, calor y CO₂ respectivamente (Stull (1988)). La escala temporal de dichos fenómenos es igual a 1 hora o menos. Sobre tierra, el espesor de la CLA presenta un marcado ciclo diurno (*Figura 2.1*) que responde al calentamiento radiativo en superficie, a la estabilidad de la atmósfera, la fuerza del viento y a las características rugosas y topográficas, entre otros factores.

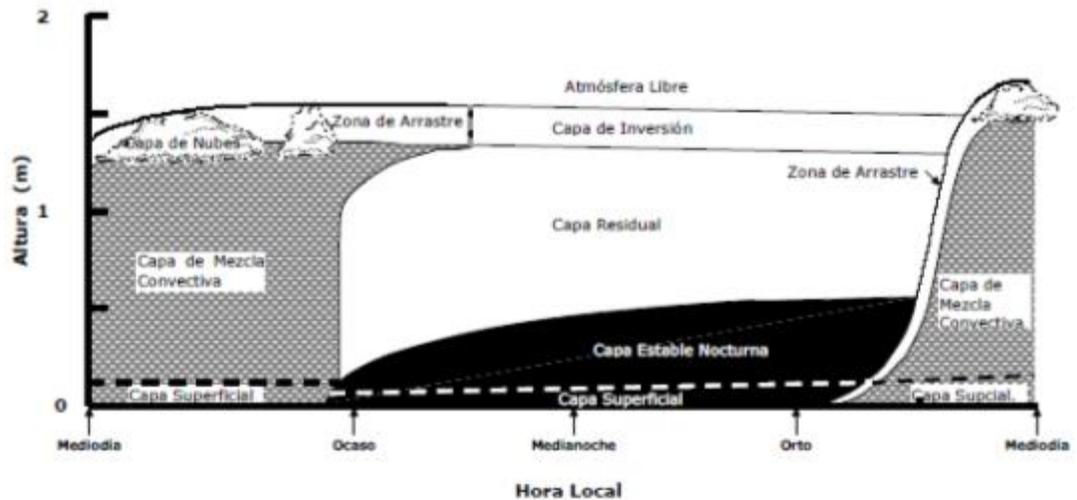


Figura 2.1: Estructura de la capa límite atmosférica sobre tierra (Stull 1988).

Los tres principales componentes de la estructura de la CLA son: Capa de mezcla convectiva o turbulenta, Capa estable nocturna y Capa residual. En especial, luego de la salida del sol comienza a generarse una capa llamada Capa de Mezcla (CM) cuya altura puede ocupar toda la CLA, aproximadamente los 3000 m. Los mecanismos dominantes dentro de la misma son: el calentamiento en superficie y la variación del viento con la altura. El resultado de la turbulencia, presente en esta capa, es la mezcla vertical de las cantidades como ser calor, humedad y CO_2 generando que estos valores sean homogéneos con la altura.

Después de la puesta del sol, por ausencia de radiación solar, el suelo y el aire adyacente experimentan un enfriamiento en forma más rápida que las capas más altas de la atmósfera generándose un aumento de la temperatura con la altura. Esta variación vertical de la temperatura se conoce como *inversión térmica* que tiende a suprimir o debilitar la turbulencia dando lugar a una capa térmicamente estable (Capa estable nocturna). Dadas las características estables que presenta esta capa, su altura es del orden de los 100m. Por

encima de esta capa se encuentra una Capa Residual que presenta las características de la capa de mezcla generadas en condiciones diurnas.

2.1.1 Capa de Superficie

La Capa de Superficie se encuentra próxima al suelo y está en contacto directo con este, su espesor es de alrededor del 10% de la altura total de la CLA. Se define como la capa en la cual los flujos turbulentos (flujos de momento, masa y energía) varían menos del 10% del valor que tienen en la superficie terrestre y las concentraciones varían logarítmicamente (Stull, 1988).

En esta capa la turbulencia es el mecanismo responsable del transporte o intercambio de materia (CO₂, vapor de agua), cantidad de movimiento (viento) y energía (calor) que se produce a través de parcelas de aire que se desplazan de un nivel a otro. Con lo cual se la puede expresar en términos de remolinos o torbellinos (en inglés: eddy) que presentan un amplio rango espacial y temporal. Se entiende como remolino a una estructura claramente definida que se puede aislar y estudiar su comportamiento a partir de su seguimiento individual (Stull, 1988). Es dentro de la Capa de Superficie donde se realizan las mediciones de intercambio turbulento entre los ecosistemas y la atmósfera ya que junto con un adecuado “fetch(*)” se asume que dicha capa se encuentra en equilibrio con la superficie de interés.

Si observamos más detalladamente esta capa podemos apreciar una Capa Rugosa, cuya altura se estima como tres veces la altura de la vegetación (Kaiman y Finnegan, 1994). Su estructura depende de la distribución de los elementos foliares, espacio entre plantas y rugosidad de dicha vegetación o del terreno.

* Distancia corriente arriba desde el punto de medición hacia el cambio de las propiedades de la superficie u obstáculo (Foken, 2008)

2.2 Flujos turbulentos

Excepto una capa delgada muy próxima al suelo, en la cual el flujo es del tipo laminar y los intercambios de energía y masa se realizan en forma difusiva, la atmósfera presenta esencialmente características de flujo turbulento representado por fluctuaciones aleatorias en distintas variables meteorológicas causada por movimientos del aire en forma de torbellinos (eddies) (Campbell et al., 1998).

La turbulencia puede ser generada, principalmente, por forzantes desde el suelo con origen térmico y mecánico. La turbulencia de origen término está generada por las diferencias de densidades en el aire ocasionadas por el calentamiento radiativo que genera ascenso de burbujas de aire menos densas, o por el enfriamiento radiativo que ocasiona descenso de aire con mayor densidad (efecto conocido como *empuje*). Por su parte la turbulencia mecánica tiene su origen en la fricción impuesta por el terreno que genera diferencias en la velocidad y dirección del viento con la altura, esta característica es conocida como *cortante del viento*. Durante el día, la radiación solar y la cortante del viento actúan en conjunto para generar turbulencia. Durante la noche, el único mecanismo que actúa es el empuje haciendo descender burbujas de aire de mayor densidad como consecuencia del enfriamiento nocturno (Oke, 1988).

El flujo o aire en movimiento en la atmósfera está gobernado por las ecuaciones de conservación de masa, conservación de energía térmica, conservación de vapor de agua, ecuación de estado y las tres ecuaciones de movimiento (ecuaciones de Navier-Stokes). La integración de estas ecuaciones determina los valores medios de distintas variables meteorológicas (componentes de la velocidad del viento, temperatura potencial, densidad

del aire, presión y humedad específica) en un lugar y tiempo determinado. Dentro de la Capa de Superficie, la característica turbulenta del flujo hace que no se pueda describir meramente a partir de los valores medios o de forma determinística, para lo cual deben considerarse las fluctuaciones de dichos valores y la interpretación estadística de los mismos. Para los estudios micrometeorológicos, dentro de la CLA, se pueden utilizar distintos métodos entre los que se encuentran la Teoría de la Semejanza de Monin-Obukhov y los Métodos Estocásticos.

2.2.1 Teoría de la semejanza de Monin-Obukhov

Esta teoría propone que el flujo sobre una superficie horizontal y homogénea dentro de la Capa de Superficie, puede ser estudiado a partir de ciertas variables características que se relacionan con el flujo de momento, la temperatura del aire y la humedad (Hill 1989, Foken 2008).

Algunas de las hipótesis sobre las que se basa esta teoría son: el flujo horizontal homogénea y cuasiestacionario, los flujos turbulentos de momento y calor son constantes con la altura, los intercambios moleculares son menores a los intercambios turbulentos.

Dos de las variables características que se derivan de esta teoría son la velocidad de fricción (u^*) y la Longitud de Monin-Obukhov (L). La *velocidad de fricción* se relaciona con el flujo de momento dentro de la capa de superficie y permite cuantificar la turbulencia. Valores elevados de la velocidad de fricción implican mayor turbulencia. Se define matemáticamente mediante la ecuación (2.1.1) (Stull, 1988).

$$U_* = \left[\overline{u'w'_s}^2 + \overline{v'w'_s}^2 \right]^{1/4} \quad (2.1.1)$$

donde $\overline{u'w'_s}$ y $\overline{v'w'_s}$ corresponden al valor medio del producto de las perturbaciones de las componentes horizontales (u; v) y la componente vertical (w) del viento.

La *longitud de Monin-Obukhov* (L) representa la altura sobre la superficie a partir de la cual comienzan a dominar los procesos de empuje sobre los de cortante del viento y se relaciona con la estabilidad atmosférica. Está definida por la ecuación (2.1.2).

$$L = -\frac{U_*^3 \rho c_p T_r}{kgH} \quad (2.1.2)$$

donde U_* : Velocidad de fricción (m/s), T_r : Temperatura del aire (K), k : Constante de Von Karman (≈ 0.4), g : Aceleración de la gravedad (9.81 m/s^2), H : Calor sensible (K m/s), C_p : Calor específico a presión constante ($\approx 1004,64 \text{ J Kg/K}$). El flujo de calor sensible (H) puede ser calculado a partir del producto entre el flujo cinemático de calor ($\overline{w'T'}$), densidad del aire (ρ) y calor específica (C_p).

La estabilidad atmosférica se define de acuerdo al parámetro $\zeta = z/L$, con los siguientes rangos:

Condiciones atmosféricas estables: $\zeta > 0.01$

Condiciones atmosféricas neutras: $0.01 > \zeta > -0.01$

Condiciones atmosféricas inestables: $-0.01 > \zeta > -0.1$

Condiciones atmosféricas muy inestables: $-0.1 > \zeta$

Aplicando la teoría de la semejanza de Monin-Obukhov y el parámetro adimensional (z/L) las variaciones con la altura o perfiles verticales de las variables vectoriales y escalares pueden ser descritas a partir de funciones universales que dependen la estabilidad atmosférica.

2.2.2 *Métodos estadísticos*

Los métodos estocásticos estudian la turbulencia desde el punto de vista estadístico a partir de promedios, varianzas y covarianzas entre variables relevantes.

2.2.2.1 *Técnica Eddy Covariance*

El objetivo principal de la técnica es muestrear los movimientos turbulentos presenten en las capas bajas de la atmósfera para poder obtener los intercambios neto de energía y masa entre la atmósfera y el ecosistema adyacente (*Figura 2.2*) (Baldocchi 2003). La misma es utilizada para el seguimiento continuo de gases con bandas de absorción en el rango del infrarrojo como son el CO_2 y el vapor de agua y de esta manera estimar el NEE. Esta técnica es ampliamente utilizada en distintos puntos del planeta para cuantificar los balances de carbono y agua en distintos ecosistemas terrestres (Baldocchi 2003, Serrano-Ortiz et al. 2007).

Se trata de un método directo para medir flujos de energía, materia y momento sin aplicación de constantes empíricas como pueden ser utilizadas en otros métodos micrometeorológicos (aerodinámico, razón de Bowen). Y sin perturbar las condiciones ambientales como suceden en los métodos tradicionales de cámaras.

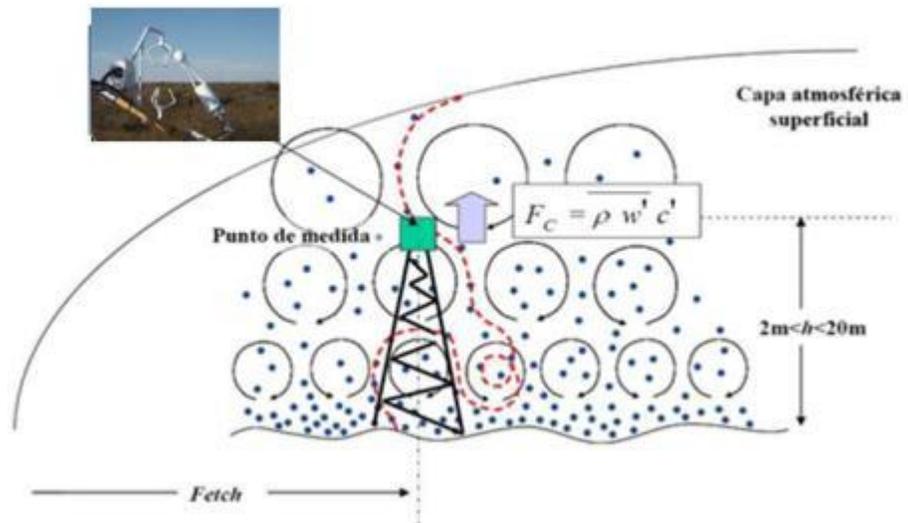


Figura 2.2: Principio del método EC. h : altura de medición. *Fetch*: distancia corriente arriba del sensor donde se encuentra un cambio de superficie (Jumilla et al. 2011)

Dada su naturaleza aleatoria e irregular, las fluctuaciones turbulentas son normalmente cuantificadas como promedios estadísticos. Por esto, este método se basa en estimar el flujo de cierto escalar como el promedio del producto entre las perturbaciones de la velocidad vertical y la concentración de dicho escalar (Aubinet et al. 2000). La derivación del algoritmo matemático de la técnica está basado en un número de simplificaciones que hacen que el método pueda ser aplicado si esas suposiciones se cumplen. Las condiciones limitantes más importantes son *homogeneidad horizontal de la superficie, terreno llano y condiciones estacionario de la atmósfera* (Foken, 2008). A estas suposiciones se les adiciona que las mediciones en un punto se asumen representativas del área corriente arriba (en dirección de la cual proviene el viento), que las mediciones se realizan dentro de la Capa de Superficie, tanto el fetch como el footprint son los adecuados, las fluctuaciones de la densidad son despreciables, los flujos divergentes y convergentes son despreciables (Burba et al. 2007).

Por lo tanto, el flujo o transporte vertical de un escalar (s) estará dado la ecuación (2.1.3), la cual surge de la definición de flujo vertical y de la aplicación de la descomposición de Reynolds. La descomposición de Reynolds hace referencia a que un valor instantáneo puede ser escrito en dos partes un valor medio sobre un cierto periodo de tiempo y la fluctuación alrededor de ese valor.

$$F = C \overline{w's'} \quad (2.1.3)$$

Donde C es una constante y las (') indican la fluctuación con respecto a un valor medio y la barra denota el promedio sobre un cierto intervalo de tiempo. De esta forma se calculan los flujos de calor sensible (H), de calor latente (LE), de momento (τ) y de cierto escalar (c), utilizando las ecuaciones (2.1.4).

$$\begin{aligned} H &= \rho_a c_p \overline{w'T'} \\ LE &= \rho_a L_v \overline{w'q'} \\ \tau &= -\rho_a \overline{w'u'} \\ F_c &= \rho_a \overline{w's'} \approx \overline{w'} \rho_c' \end{aligned} \quad (2.1.4)$$

donde ρ_a : densidad del aire, ρ_c : densidad del escalar c, C_p : calor específico del aire y L_v : calor latente.

Por convención meteorológica los flujos negativos corresponden a flujos desde la atmósfera hacia la superficie terrestre y valores positivos corresponden a un flujo con dirección hacia arriba, desde superficie hacia la atmósfera.

Por otra parte, se considera que estadísticamente la covarianza entre dos cantidades A y B, se define como la ecuación (2.1.5).

$$\mathbf{COVAR}(\mathbf{A}; \mathbf{B}) = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} (\mathbf{A}i - \bar{\mathbf{A}}) * (\mathbf{B}i - \bar{\mathbf{B}}) \quad (2.1.5)$$

Si a la ecuación (2.1.5) se le aplica la descomposición de Reynolds a cada uno de sus términos y se realizan las simplificaciones considerando las suposiciones enunciadas anteriormente se obtiene la ecuación (2.1.6).

$$\mathbf{COVAR}(\mathbf{A}; \mathbf{B}) = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} \mathbf{a}'_i * \mathbf{b}'_i = \overline{\mathbf{a}'\mathbf{b}'} \quad (2.1.6)$$

Finalmente, comparando las ecuaciones (2.1.3), y (2.1.6), se puede estimar el flujo entre dos cantidades a partir de la covarianza entre las perturbaciones de dichas magnitudes. Con lo cual, los flujos verticales de las ecuaciones (2.1.4) se pueden definir como la covarianza entre la perturbación de la velocidad vertical (w') y la perturbación de la concentración de dicho escalar (c') multiplicado por la densidad del aire (ρ_a). Para ello se requiere de la medición simultánea de la velocidad del viento en sus tres componentes, temperatura del aire, densidad del CO_2 y del vapor del agua. Las fluctuaciones turbulentas de las cantidades mencionadas deben ser medidas con una frecuencia de muestreo alta (10-20Hz). El tiempo de integración de las mediciones aceptado comúnmente se igual a 30 minutos y está relacionado con la necesidad de realizar observaciones sobre un periodo adecuadamente grande como para muestrear todo el espectro de tamaños de torbellinos y de esta forma caracterizar las propiedades estadísticas así como también reducir los problemas de no estacionalidad de las mediciones (Moncrieff et al. 2000, Matese et al. 2009).

Esto genera una gran cantidad de datos que necesitan ser procesados y corregidos para obtener resultados coherentes. Para este fin en el grupo de trabajo de la Dra. Gabriela Posse han creado sus propias rutinas de procesamientos. Las mismas fueron diseñadas en Visual Basic y FORTRAN por el Dr. Klaus Richter, durante su estadía en el Instituto de

Clima y Agua del INTA Castelar. Mediante su utilización se pueden calcular los flujos de CO₂, H₂O, calor latente, calor sensible, área fuente del flujo de cada media hora (footprint con dos modelos diferentes). El procesamiento incluye la eliminación de datos raros, siguiendo protocolos internacionales y rellenado de los datos faltantes. Para verificar la estacionaridad de las mediciones, el procesamiento aplica el test de estado estacionario recomendado por Foken y Wichura (1996). También es posible aplicar una serie de correcciones entre las que se encuentran: corrección de los datos por posible inclinación del anemómetro (Wilczak et al. 2001) y corrección de los flujos de CO₂ a partir de la metodología propuesta por Webb, Pearman y Leuning por ser afectados por las fluctuación de la temperatura y densidad del aire (Webb et al. 1980).

2.2.2.1.1 Ventajas y limitaciones en el empleo de la técnica EC

Las principales ventajas que posee el método (Serrano-Ortiz et al. 2007, Baldocchi 2003) son: **a)** la instalación de los sensores en el área de estudio, no perturba el ecosistema en cuestión, **b)** se registran medidas espaciales del flujo en un área representativa del ecosistema, que depende de la rugosidad de la superficie, altura de los sensores y homogeneidad del terreno (footprint) y **c)** capacidad de medir automáticamente los flujos para proveer un registro continuo a corto y largo plazo. Con lo cual, el método permite medir la respuesta del ecosistema a las variaciones ambientales en distintas escalas temporales.

Serrano-Ortiz et al. (2007) y Baldocchi (2003) citan algunas de las limitaciones de la técnica. En especial los registros pueden ver afectados por *problemas de advección* de aire cuando la torre es colocada en un terreno ondulado o con vegetación heterogénea y de

esta manera ciertas simplificaciones que se realizan a la ecuación original no pueden ser aplicadas y por lo tanto deben considerarse. Otro de los inconvenientes es la *dificultad de mediciones durante los periodos nocturnos* en los que prevalecen los momentos de calma junto a procesos turbulentos inhibidos y dado que la técnica precisamente registra estos intercambios turbulentos se generan, de esta manera, mediciones que resultan imprecisas. Y otra de las limitaciones es el *costo de la metodología*, lo que debe tenerse en cuenta al planear la instalación y mantenimiento de un sistema EC.

3. Materiales y Métodos

3.1 DESCRIPCIÓN DE LOS SITIOS EXPERIMENTALES Y DEL INSTRUMENTAL UTILIZADO

En esta sección se realizará una descripción de los sitios experimentales en los cuales se instalaron las torres con los sistemas EC, así como también de la instrumentación utilizada. Finalmente, se describe la plataforma móvil implementada para el registro de datos a nivel regional.

3.1.1 Descripción de los sitios en los cuales se instalaron las plataformas fijas.

Se consideraron dos ecosistemas localizados en regiones con distintas condiciones climatológicas (*Figura 3.1.1*). El primero ecosistema consiste de un bosque seco nativo en el centro-oeste del país, con condiciones climáticas áridas (continental seco). El segundo ecosistema es una forestación comercial ubicada al noreste de Argentina cuyo clima se caracteriza por ser subtropical húmedo (Clasificación Climática de Köppen).



Figura 3.1.1: Ubicación de los dos sitios en los cuales se encuentran las torres micrometeorológicas (estrellas rojas) y de las estaciones meteorológicas pertenecientes al Servicio Meteorológico Nacional (puntos rojos).

3.1.1.1 Descripción del sitio en la provincia de San Luis

La zona de estudio se encuentra ubicada en el Chaco Seco, en el centro-oeste de la provincia de San Luis, Argentina, a 30km al sudoeste de la capital de dicha provincia (*Figura 3.1.2*). La región se caracteriza por la presencia de bosques naturales cuya extensión es de unas 10000 ha aprox. Existe la predominancia de bosques mixtos de *Prosopis flexuosa* y *Aspidosperma* quebracho blanco con una altura promedio de 4 m.



Figura 3.1.2: Localización del área de estudio en la provincia de San Luis. La estrella roja indica la ubicación de la torre micrometeorológica. De fondo se colocó una imagen del Google Earth.

El estrato arbustivo está formado por especies del género *Larrea*, *Lycium* y *Condalia* de 1 m de altura y el estrato herbáceo está dominado por *Aristida mendocina*, *Trichloris crinita* y *Pappophorum caespitosum* (entre otros) con altura igual a 0.8m (Marchesini et al. 2009) (Figura 3.1.3).



Figura 3.1.3: Vegetación presente en el sitio de estudio de San Luis.

Los suelos son calcáreos, de origen aluvial y poca cantidad de materia orgánica (Marchesini et al. 2009). Al este del área de estudio se encuentra una formación geológica

con una elevación de 780 m aprox. y al noreste se hallan las Sierras Grandes de San Luis sin embargo el terreno se caracteriza por tener escasa pendiente.

Climatológicamente el área presenta una precipitación media anual igual a 637.2 mm y una temperatura media anual igual a 17.6°C (información meteorológica proveniente de la estación: San Luis del Servicio Meteorológico Nacional; latitud 33°9'35.9''S, longitud 66°12'35.9''W; Altura 713 msnm, serie 1991-2000). La región presenta un régimen de precipitación del tipo monzónico en el cual se diferencian dos estaciones, una seca durante el invierno (junio, julio y agosto) y una húmeda durante el verano (diciembre, enero y febrero). La distribución de las temperaturas medias mensuales, muestra un máximo de 24.0 °C en el mes de enero y un mínimo igual a 9.1°C en julio, lo que determina una amplitud térmica media anual igual a 14.9°C (*Figura 3.1.4*).

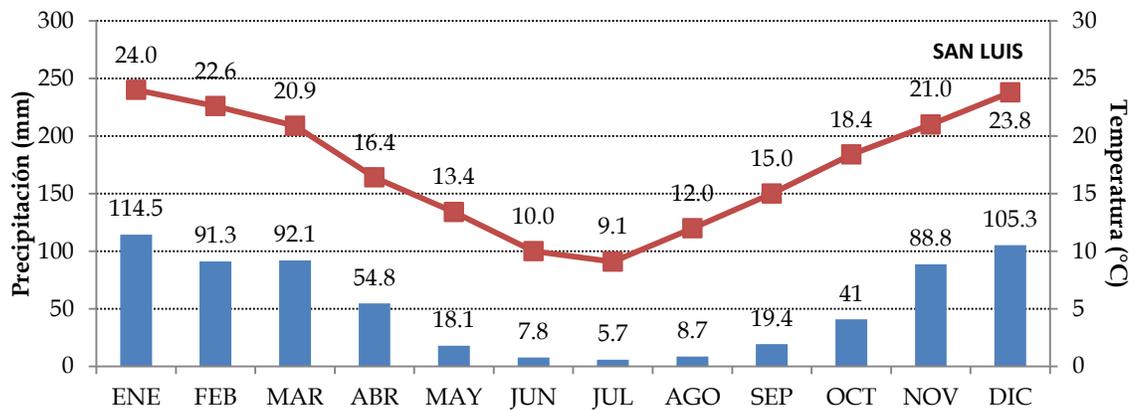


Figura 3.1.4: Valores medios mensuales de precipitación (barras azules) y temperatura (línea roja) de la estación meteorológica San Luis (serie 1991-2000).

Los datos de humedad relativa del aire superan el 50% (a excepción de los meses de agosto, septiembre y octubre) y la tensión de vapor de agua (presión parcial de vapor de agua) alcanza un mínimo igual a 6.3 hPa en julio y un máximo de 15.6 hPa en enero (*Figura 3.1.5*).

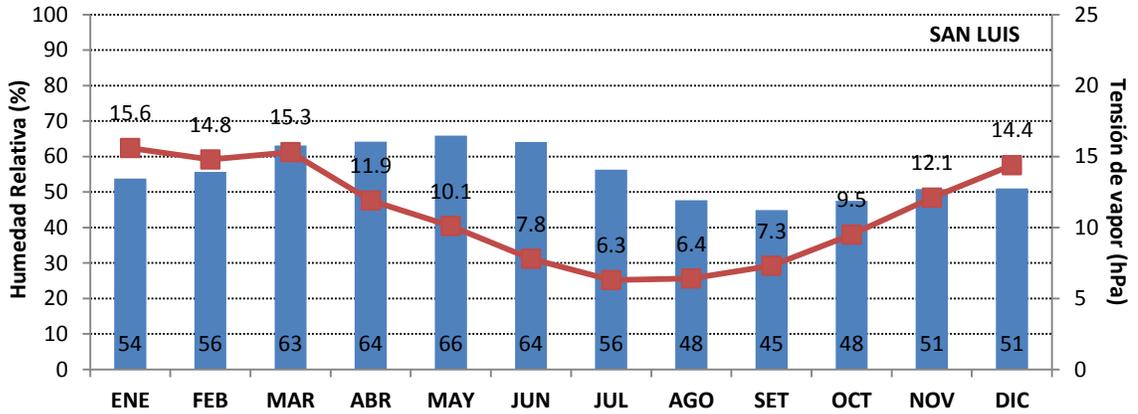


Figura 3.1.5: Valores medios mensuales de humedad relativa (barras azules) y tensión de vapor (línea roja) de la estación meteorológica San Luis (serie 1991-2000).

En cuanto a los datos de dirección de viento, se puede apreciar que la mayor frecuencia ocurre en las direcciones del Norte y del Sudeste, con un alto porcentaje de calmas (Figura 3.1.6). A lo largo del año los vientos de dirección Norte presentan las mayores velocidades, con valores de aprox. 20 km/h.

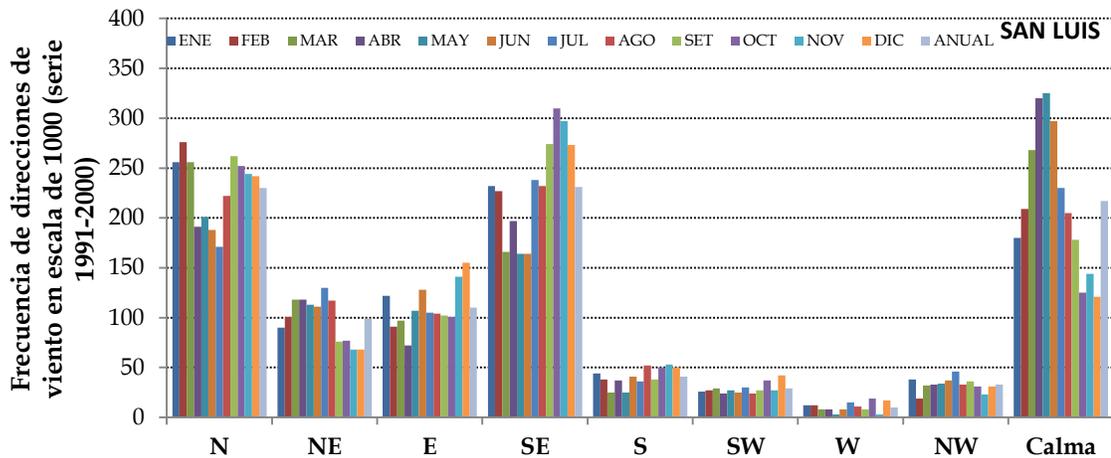


Figura 3.1.6: Frecuencia media mensual de la dirección del viento de la estación meteorológica San Luis (serie 1991-2000).

En diciembre de 2009 se instaló una torre micrometeorológica (latitud: 33°27'53.4"S; longitud: 66°27'35.2"O) de 9m de altura con instrumentación automática para el registro continuo de concentración de CO₂ y vapor de agua, dirección y velocidad

del viento y NEE utilizando la técnica EC entre otras variables meteorológicas (*Figura 3.1.7*).



Figura 3.1.7: Torre micrometeorológica en la provincia de San Luis. Se observa a la derecha el analizador infrarrojo de gases y a la izquierda el anemómetro sónico.

El conjunto de sensores consta de:

- Anemómetro sónico (CSAT-3, Campbell Scientific, Logan, UT, USA). Mide las fluctuaciones turbulentas de las tres componentes del viento y de la velocidad del sonido.
- Analizador de gases de infrarrojo (LI-7500, Li-Cor, Lincoln, NE, USA) para medir las concentraciones de CO₂ y vapor de agua. (rango de mediciones: 0-3000 μmol mol⁻¹ CO₂ y 0-60 mmol mol⁻¹ H₂O; sensibilidad: ±0.05 μmol mol⁻¹ para CO₂ ± 4.0x10⁻⁵ mmol mol⁻¹ para H₂O)
- Radiómetro neto (NR Lite Net radiometer, Campbell Scientific) para medir la radiación neta.
- Pluviómetro Campbell Scientific.

La frecuencia de muestreo de los instrumentos es igual a 20 Hertz . Los datos han sido procesados mediante el empleo del software EVEDDY (Instituto de Clima y Agua (2014)), escrito en Visual Basic y Fortran por el Dr. Klaus Richter, mediante el cual los datos son sometidos a distintas metodologías de procesamiento para poder obtener los flujos promediados cada 30 minutos. Las variables obtenidas a partir de la aplicación de este software se observan en la *tabla 3.1.1*.

<i>VARIABLE</i>	<i>UNIDAD</i>	<i>DESCRIPCIÓN</i>
Date/Time	-	Fecha y Hora; Ejemplo: 30.6.2010 11:00
MEAN_T	°C	Temperatura del aire
MEAN_TS	°C	Temperatura sónica
MEAN_DRYAIR	g m-3	Densidad del aire seco
MEAN_P	Pa	Presión del aire
MEAN_CO ₂	mg m-3	Concentración (densidad parcial) de CO ₂ en el aire
MEAN_H ₂ O	g m-3	Concentración (densidad parcial) de vapor de agua en el aire
FCO ₂	mg m-2 s-1	Flujo de CO ₂
FH ₂ O	g m-2 s-1	Flujo de H ₂ O
LE	W m-2	Flujo del calor latente
SH	W m-2	Flujo del calor sensible
Eva_	mm	Evapotranspiración
USTAR	m s-1	Velocidad de fricción
L_OBUKHOV	m	Longitud de Monin-Obukhov
Variables del footprint	m	Distancia al punto del máximo del Footprint y al punto del 80% del footprint integrado.

Tabla 3.1.1: Datos obtenidos a partir del procesamiento realizado con el software EVEDDY.

Como fuera mencionado en la sección *Fundamentos Teóricos*, el procesamiento realizado a través de este software consiste principalmente de las siguientes etapas: verificación de la estacionariedad de los datos, corrección espectral, corrección por inclinación del anemómetro y corrección por temperatura y humedad (metodología de Webb-Pearman-Leuning). Así mismo se realiza una eliminación de aquellos casos en los

cuales el valor de la velocidad de fricción fue menor a 0.15 m/s, los cuales se asocian a situaciones de extrema estabilidad atmosférica que pueden introducir una posible subestimación en la medición de los flujos. Todo lo referido a la instalación, mantenimiento de los sensores y procesamiento de los datos ha sido realizado por el Ing. Alfredo Garcia como parte de su tesis doctoral.

Para este trabajo se seleccionó el periodo de datos comprendido entre el 18 de diciembre de 2009 y el 28 de Febrero de 2011. Se realizaron todos los cálculos para los datos disponibles excepto para los periodos de mantenimiento y calibración de los instrumentos o fallas de operación de los sensores (por ej. falta de batería). Fueron eliminados los datos que se correspondieron con ocurrencia de precipitación y los que estuvieron fuera de rango.

3.1.1.2 Descripción del sitio en Virasoro, provincia de Corrientes.

Este sitio de estudio se encuentra ubicado en el noreste de la provincia de Corrientes, Argentina, a 100 km aprox. al sudoeste de la ciudad de Posadas (Misiones) (*Figura 3.1.8*).



Figura 3.1.8: Localización del área de estudio en la provincia de Corrientes.

Se trata de una plantación comercial de *Pinus Taeda* año 2003, con una extensión de 250 ha y una altura de 12 m (*Figura 3.1.9*). Los suelos son del tipo untisol de textura arcillosa con buen drenaje. (Carta de suelos del INTA, 1:500000).



Figura 3.1.9: Vegetación presente en el sitio de Corrientes

El clima de la región se caracteriza por presentar un régimen de precipitación del tipo isohidro, sin estación seca a lo largo del año con una precipitación media anual igual a 1861.3 mm (*Figura 3.1.10*). La distribución de las temperaturas medias mensuales presenta un mínimo igual a 15.8 °C en el mes de julio y un máximo de 27.0°C en enero, lo cual determina una amplitud térmica media igual a 11.2°C y una temperatura media anual igual a 21.7° C (*Figura 3.1.10*) (información meteorológica suministrada por la estación

sinóptica Posadas del Servicio Meteorológico Nacional; latitud 27°13'11.9''S, longitud 55°34'47.9''W, Altura 125 msnm; serie 1991-2000).

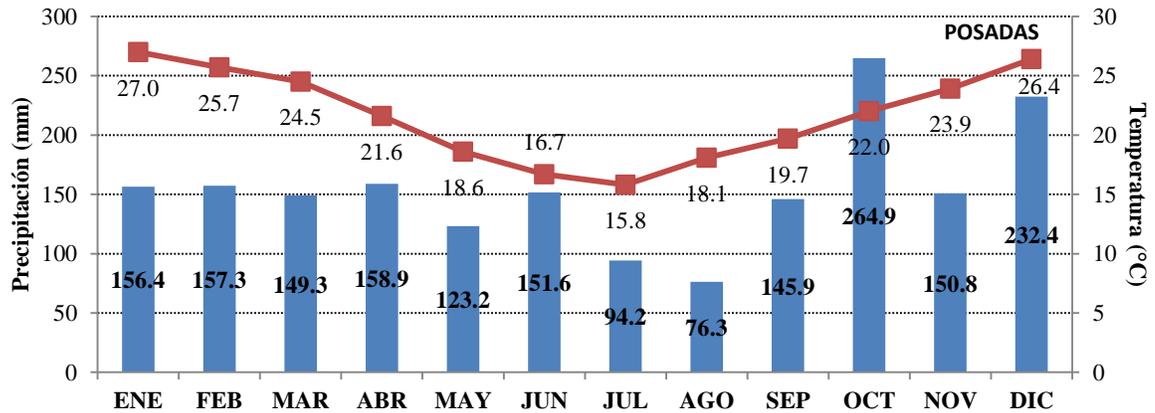


Figura 3.1.10: Valores medios mensuales de precipitación (barras azules) y temperatura (líneas rojas) de la estación meteorológica Posadas (serie 1991-2000).

Los valores medios de humedad relativa son superiores al 65% y los valores de tensión de vapor oscilan entre los 14.5 y 25.0 hPa (*Figura 3.1.11*). Las direcciones de viento con frecuencias medias más altas corresponden a los sectores Noreste, Este y Sudeste (*Figura 3.1.12*). Los vientos con dirección Norte presentan las máximas velocidades entre los meses de abril y agosto, por su parte tanto para los vientos del Este como del Sudeste su velocidad permanece aproximadamente constante a lo largo del año.

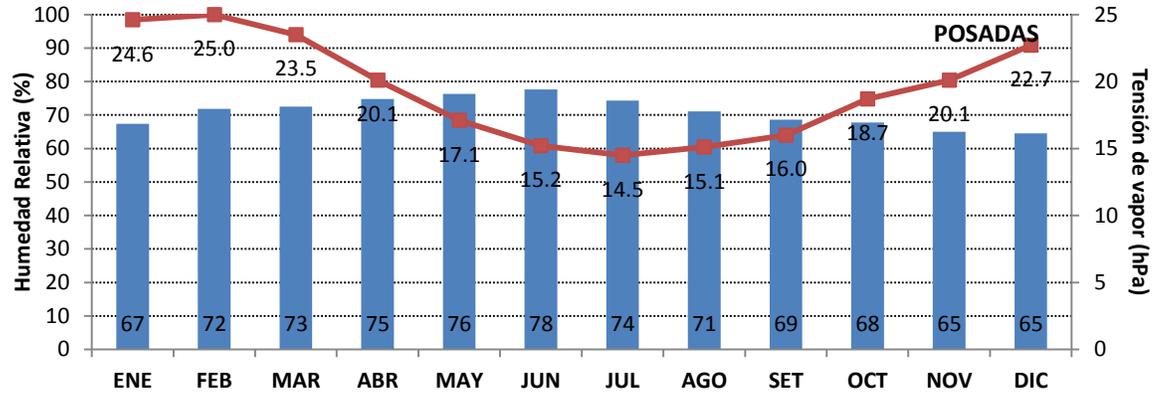


Figura 3.1.11: Valores medios mensuales de humedad relativa (barras azules) y tensión de vapor (líneas rojas) de la estación meteorológica Posadas (serie 1991-2000).

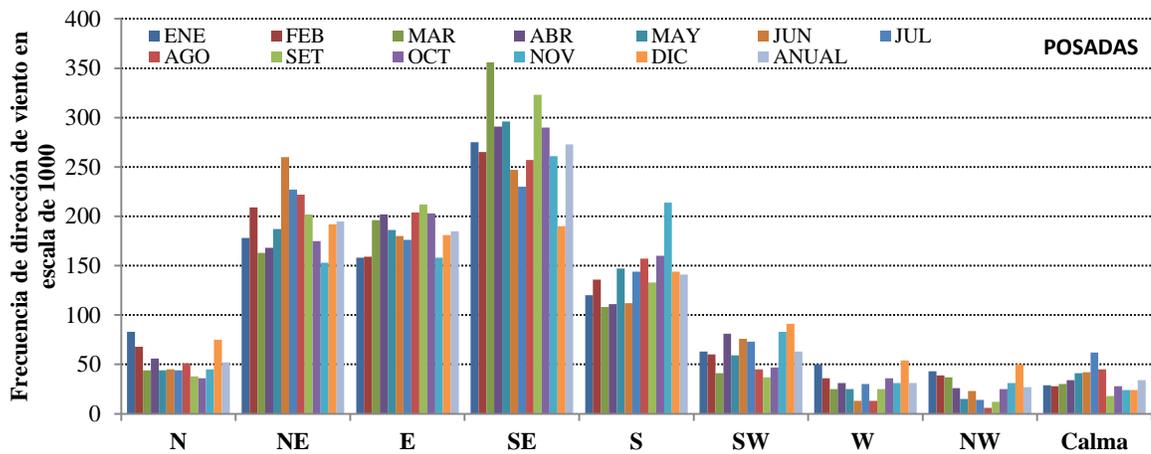


Figura 3.1.12: Frecuencia media mensual de la dirección del viento de la estación meteorológica Posadas (serie 1991-2000).

La torre micrometeorológica con los sensores automáticos fue instalada en diciembre de 2009, posee una altura de 18 m (latitud: 28° 14'22.2" S; longitud: 56° 11'19.1"O). En su parte alta se han colocado un anemómetro sónico (CSAT-3, Campbell Scientific, Logan, UT, USA) que mide las fluctuaciones turbulentas de las tres componentes del viento y de la velocidad del sonido y un analizador de gases de infrarrojo (LI-7500, Li-Cor, Lincoln, NE, USA) para medir las concentraciones de CO₂ y vapor de agua (Figura 3.1.13).



Figura 3.1.13: Torre micrometeorológica en la provincia de Corrientes. En la parte central se observa a la derecha el analizador infrarrojo de gases y a la izquierda del mismo el anemómetro sónico.

Otras variables meteorológicas, como ser precipitación, son tomadas de una estación automática (latitud: 28° 26' 18" S; longitud: 56° 05' 16" O; altura: 112 m) situada a 23 km de la torre.

Al igual que los datos obtenidos en el sitio de la provincia de San Luis, la frecuencia de muestreo de los instrumentos es igual a 20 Hertz (Hz) y los datos son procesados con el software EVEDDY (Instituto de Clima y Agua, 2014) para poder obtener los promedios cada 30 minutos de las distintas variables de interés (*Tabla 3.1.1*). Tanto la instalación y mantenimiento de los sensores como el procesamiento de los datos han sido realizados por la Dra. Gabriela Posse, el Ing. Alfredo García y el Dr. Klaus Richter como parte de un proyecto de investigación en INTA.

Para este trabajo se seleccionó el periodo de datos comprendido entre el 18 de diciembre de 2009 y el 28 de Febrero de 2011. Debido a problemas en el funcionamiento de algunos sensores del sistema, no hubo buenas mediciones entre los meses de junio y septiembre de 2010. Para dichos meses se seleccionaron los correspondientes al año 2011. Fueron eliminados los datos que se correspondieron con ocurrencia de precipitación,

estuvieron fuera de rango y los que se correspondieron con un mal funcionamiento del sistema.

3.1.2 Descripción de la plataforma móvil y las características del vuelo

El Sky Arrow 650 Environmental Research Aircraft (siglas en inglés: ERA) (*Figura 3.1.14*) es un avión ultraliviano construido por la empresa italiana *Iniziative Industriali Italiane Meteor SpA* (Roma). Fue adquirido por el INTA en el año 2007 y es operado por el Instituto de Clima y Agua con asistencia del "Escuadrón de Aviación de Apoyo de Inteligencia 601" del Ejército Argentino.

La aeronave posee sensores aerotransportados para el estudio de los recursos naturales (Gioli et al., 2006). Este sistema se compone de sensores de posicionamiento, almacenamiento, adquisición de imágenes multiespectrales y monitoreo de flujos de gases y energía. Este último sistema, denominado por sus creadores: Mobile Flux Platform (MFP), está diseñado para medir el intercambio de dióxido de carbono, vapor de agua y energía entre la superficie terrestre y la atmósfera.



Figura 3.1.14: INTA Sky Arrow 650 E.R.A.

Las mediciones de concentraciones de CO₂ y vapor de agua son registradas por un analizador infrarrojo de paso abierto (modelo: LICOR 7500). Este sistema también cuenta con un sensor de temperatura PT100, un BAT (Best Air Turbulence) para mediciones de velocidad y dirección de viento, sensor de temperatura de punto de rocío (humedad), sensor de temperatura en superficie por radiación, sensor de radiación neta (modelo: REBS Q7.1) y albedo y sensor de radiación fotosintéticamente activa (modelo: LICOR 190). Las mediciones se realizan con una frecuencia igual a 50 Hz, la cual corresponde, dado una velocidad media de vuelo de 40 m/s, a una resolución espacial entre registro de datos de 0.8 m.

Los flujos de dióxido de carbono, vapor de agua, calor latente y calor sensible, son calculados mediante la técnica *EC*, la misma técnica aplicada en los sensores instalados en las torres pero que ha sido adaptada para su aplicación en sistemas móviles para realizar mediciones sobre terrenos más extensos o de difícil acceso. Los datos crudos deben ser condicionados previamente a ser incluidos en el cálculo de los flujos, para tal fin se utilizó un procesamiento escrito en lenguaje MatLab. Este paquete fue diseñado por Gioli B de IBIMET Italia y Vellinga O. de Wageningen, Holanda. El mismo consta de una serie de cálculos: eliminación del ruido en la señal registrada a partir de distintos filtros (ejemplos de orígenes del ruido: de la aviónica, de vibraciones del motor), correcciones de las señales por el movimiento del avión (Gioli et al. 2004).

Las plataformas fija y móvil utilizan diferentes técnicas de promedio para el cálculo de flujos turbulentos. Para captar la variabilidad de los movimientos turbulentos los datos provenientes de las torres son promediados cada 30 minutos, en el caso del procesamiento utilizado sobre los datos del avión se utiliza un promedio espacial. Este promedio espacial tiene un rango entre 3000 y 4500 m.

Se utilizaron datos de vuelos a distintas alturas sobre el área que incluye la zona de mediciones con la torre micrometeorológica ubicada en San Luis. Las características del vuelo realizado el día 18 de febrero de 2010 se detallan en la *Tabla 3.1.2*. Para determinar los patrones de vuelo se analizó el pronóstico del tiempo a partir del modelo Global Forecast System (GFS). Las transectas de vuelo se realizaron en forma recta con una orientación Norte-Sur (*Figura 3.1.15*). Se seleccionaron 6 niveles de vuelo ubicados entre los 27 y los 108m.

Fecha	18 de febrero de 2010
Hora	Entre las 12 y las 13 hora local
Longitud de las transectas	26 km
Orientación de las transectas	Norte – Sur
Duración promedio de los vuelos	5 minutos
Alturas de vuelo (m)	27.0,40.5,46.0,54.4,78.8 y 108.0

Tabla 3.1.2: Características del vuelo realizado en la provincia de San Luis.

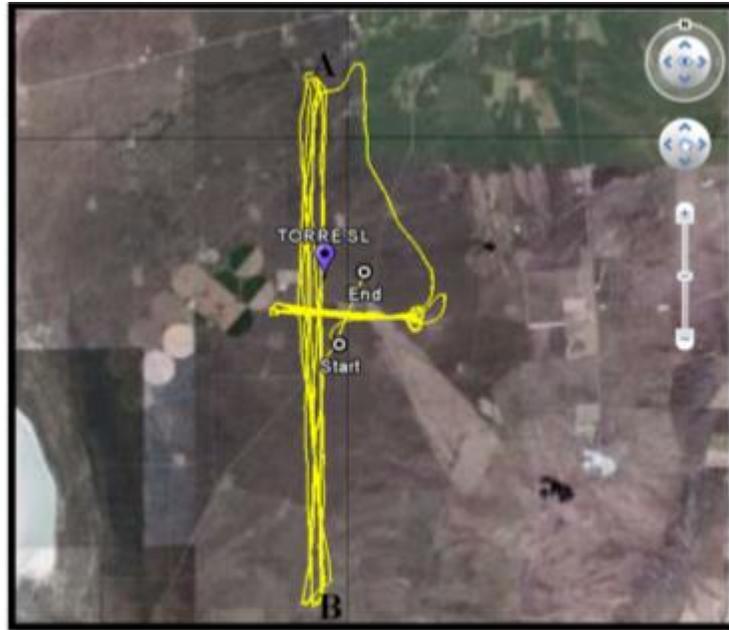


Figura 3.1.15: Transectas de vuelo realizadas en el sitio ubicado en San Luis. Las transectas utilizadas en este trabajo son las que se orientan de norte a sur (A-B). Los puntos start y end indican inicio y fin del vuelo. En violeta se indica la posición de la torre en San Luis.

Debido a problemas técnicos, la falla de funcionamiento en los sistemas de posicionamiento de los cuales dependen los datos de viento, y la falta de calibraciones necesarias de los sensores, la estimación de los flujos a partir de la técnica Eddy Covariance no fue confiable. Con lo cual, por no contar con datos suficientes se optó por considerar solamente los datos que resultaron de las mediciones directas como ser: concentración de CO₂, concentración de vapor de agua o humedad específica, temperatura del aire y humedad relativa.

3.2 **MODELOS DE ÁREA FUENTE**

En esta sección se realizará una descripción de los modelos de área fuente (en inglés footprint) empleados para determinar el área fuente de los flujos estimados por la técnica EC. El valor del área fuente permite conocer la distancia desde la cual procedieron las concentraciones y los flujos de CO₂ y vapor de agua registradas por los sensores.

Los modelos de área fuente de las mediciones de concentraciones y flujos, son funciones complejas que dependen de distintos parámetros que describen las condiciones meteorológicas y del terreno: *velocidad y dirección del viento, intensidad de la turbulencia, estabilidad atmosférica, nivel de medición (Z_m) y longitud de rugosidad de la superficie (Z_0)* (Vesala et al. 2008). Para el cálculo de cada uno de los parámetros citados se emplearon distintas variables meteorológicas y de la vegetación, las que se detallan a continuación.

3.2.1 **Parámetros de entrada de los modelos**

Altura de medición (Z_m)

Corresponde a la altura en la cual se han instalado los sensores en la torre. Se determinó de acuerdo a la altura promedio de la vegetación, fijándose en 9 y 18 m para las torres ubicadas en San Luis y en Virasoro, respectivamente.

Longitud o Parámetro de rugosidad (Z_0)

La longitud de rugosidad (Z_0) es una indicación de la rugosidad de la superficie sobre la cual se desplaza el flujo de aire y que modifica el perfil del viento. Representa, básicamente, la altura a la que teóricamente la velocidad del viento se anula. Existen distintas metodologías para estimar este parámetro, en este trabajo se escogió la propuesta por Campbell et al. (1998) y Foken (2008), que depende de la altura de la vegetación (h_v) mediante la siguiente ecuación:

$$Z_0 = 0.1 * h_v \quad (3.2.1)$$

siendo h_v igual a 4.5 m en el sitio de San Luis y 12 m en Virasoro. Por lo tanto, los valores obtenidos de Z_0 fueron 0.45m y 1.2m y se consideraron constantes para todo el periodo de estudio.

La Velocidad de fricción (u^*) y la **Longitud de Monin-Obukhov (L)**, se derivan de la teoría de Monin-Obukhov para la Capa de Superficie y fueron mencionadas en la sección de *Fundamentos teóricos*.

Altura de la Capa Limite Atmosférica (H)

Esta altura fue calculada a partir del modelo propuesto por Batchvarova-Gryning (1991) en el cual se considera que la Capa Límite Atmosférica puede generarse y evolucionar de dos formas según las horas del día: una H nocturna llamada Capa Mecánica (h_{mec}) (3.2.2) y otra diurna denominada Capa de mezcla (h_{mix}) (3.2.3). La capa nocturna depende de la turbulencia mecánica originada por el viento y la capa diurna depende de la

turbulencia tanto mecánica como térmica, la cual originada por el calentamiento radiativo depende del flujo de calor sensible (H_0) y de la temperatura del aire (T).

En horas diurnas, la capa de mezcla ocupa una gran proporción de la Capa Límite Atmosférica y esto permite estimar la altura de la capa de superficie como un 10% de la misma. Las formulas aplicadas para el cálculo son las siguientes:

$$h_{mec} = 2400 * U_*^{3/2} \quad (3.2.2)$$

$$h_{mix} = h_{mec} + dt \frac{H_0}{\rho C_p \gamma \left[\frac{h_{mec}^2}{(1+2A)h_{mec} - 2BkL} + \frac{Cu_*^2 T}{\gamma g [(1+A)h_{mec} - BkL]} \right]} \quad (3.2.3)$$

donde $A=0.2$, $B=2.5$, $C=8.0$, $\gamma=0.005$ (K/m), $\rho C_p \sim 1234$, $k=0.4$, L: Longitud de Monin-Obukhov, $g=9.8$ m/s, T: temperatura del aire (K), H_0 = flujo de calor sensible, U_* : velocidad de fricción y dt= segundos.

3.2.2 Modelado del área fuente

Matemáticamente, la función footprint estima la probabilidad de que un escalar pasivo emitido por una fuente contribuya al flujo turbulento en la posición del receptor (Kljun et al. 2004). Por lo tanto, se lo puede definir como la contribución relativa desde cada elemento de la superficie fuente/sumidero a la medición de flujo vertical o concentración (Vesala et al. 2008) (Figura 3.2.1 b).

De toda la información que se puede derivar a partir del modelado del footprint resultaron de interés, para este estudio, conocer: la localización de máximo (X_{max}) y la

dimensión longitudinal del footprint (X_R), lo cual permite interpretar las mediciones de flujos de gases.

La dimensión longitudinal del footprint (X_R) hace referencia a la distancia corriente arriba de la torre hasta la cual el footprint integrado alcanza un cierto porcentaje del área total. Para este trabajo se consideró un porcentaje igual a 80%, con lo cual, se considera que el valor observado es influenciado por el 80% de la superficie adyacente correspondiente al footprint integrado total. Por su parte la localización del máximo (X_{max}) se relaciona con la posición en la cual la función footprint alcanza su valor máximo, o sea es el punto que contribuye con mayor porcentaje al dato observado (*Figura 3.2.1 a*).

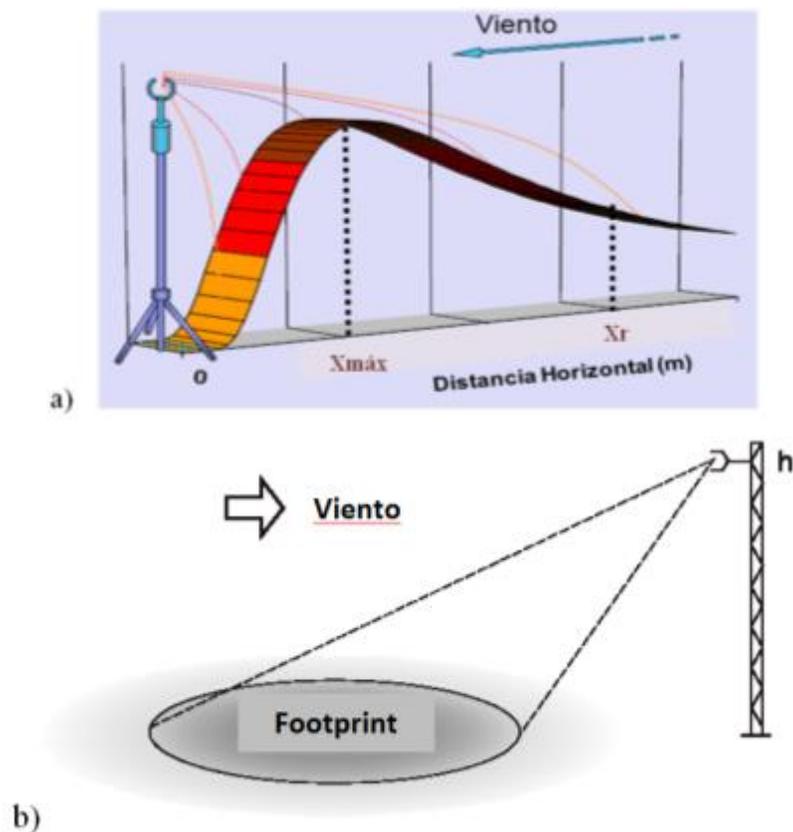


Figura 3.2.1: Esquemas de la función footprint. a) Punto de vista vertical y b) Punto de vista horizontal. $X_{máx}$ denota la localización del punto máximo de la función y X_R la distancia desde el sensor para la cual la integral de la curva es igual al porcentaje $r\%$. Adaptado de Burba et al. (2007) y Schmid (1994).

3.2.2.1 Modelos de footprint utilizados

Como se mencionara en la *Introducción* la estimación del área fuente o footprint puede realizarse a partir del empleo de modelos Lagrangeanos o modelos analíticos. Dado el costo computacional que presentan algunos de estos modelos especialmente los Lagrangeanos, existen parametrizaciones como por ejemplo las propuestas por Kljun et al. (2004); Hsieh et al. (2000) y Shmid (1994). A continuación se realizará una descripción de los modelos utilizados para calcular el footprint de las mediciones.

3.2.2.1.1 Modelo de Kljun (MK)

Kljun et al. (2004) propone una parametrización simple basada en un modelo de footprint Lagrangeano para poder obtener predicciones de los valores de X_{max} y X_R . La misma presenta una aplicación sencilla en base a distintas variables que se estiman a partir de las observaciones realizadas por el sistema EC.

Las variables claves para su cálculo son: la velocidad de fricción (U_*), la desviación estándar de la velocidad vertical (σ_w), la altura de medición (Z_m), la longitud de rugosidad (Z_0) y la altura de la CLA (H). El código fuente para el cálculo de footprint fue escrito en lenguaje Fortran y obtenido a través de una comunicación personal con Natacha Kljun.

Las ecuaciones utilizadas para el cálculo de X_{max} y X_R fueron las siguientes:

$$X_{max} = X_{max}^* * Z_m * \left(\frac{\sigma_w}{u_*}\right)^{-\alpha} \quad (3.2.4)$$

$$X_R = X_R^* * Z_m * \left(\frac{\sigma_w}{u_*}\right)^{-\alpha} \quad (3.2.5)$$

En las ecuaciones (3.2.4) y (3.2.5) las variables X_{max}^* y X_R^* dependen de los valores de Z_0 , H y Z_m y la constante α_1 fue igual a 0.8.

Las limitaciones para su aplicación son las siguientes: $-200 \leq Z_m/L \leq 1$; $U^* \geq 0.2$ m/s y $Z_m > 1$ m.

Este modelo también se encuentra disponible en internet: <http://footprint.kljun.net>.

3.2.2.1.2 *Modelo de Hsieh (MH)*

La posibilidad de estimar el footprint de un flujo escalar a partir de un modelo analítico es contemplada en Hsieh et al. (2000). El modelo propuesto está basado en una combinación de un modelo de dispersión estocástico Lagrangeano (Thomson, 1987) y un analítico Euleriano (Gash, 1986 y Horst. et al., 1992). La principal ventaja de este método analítico es su capacidad de relacionar la estabilidad atmosférica, la altura de medición y la longitud de rugosidad con el flujo y el footprint. Este modelo es de fácil aplicación y fue programado en lenguaje Fortran.

Las ecuaciones propuestas son las siguientes:

En primer lugar se define una nueva longitud (Z_u) que combina la altura de medición (Z_m) y la longitud de rugosidad (Z_0) (ecuación 3.2.6).

$$Z_u = Z_m * \left(\ln \left(\frac{Z_m}{Z_0} \right) - 1 + \frac{Z_0}{Z_m} \right) \quad (3.2.6)$$

Considerando tres parámetros característicos, tales como x (fetch o distancia corriente arriba del sensor), L (longitud de Monin –Obukhov) y Z_u , esta parametrización

propone la siguiente función, utilizando como base el modelo Lagrangeano de Thomson (1987):

$$\left(\frac{x}{|L|}\right) = \frac{-1}{k^2 \cdot \ln\left(\frac{F}{S_0}\right)} * D * \left(\frac{Z_u}{|L|}\right)^P \quad (3.2.7)$$

donde $\frac{F}{S_0}$ indica el porcentaje del flujo representado por la superficie corriente arriba del sensor, k es la constante de von Karman. Las constantes D y P se obtienen a partir de las condiciones de estabilidad de la atmósfera, esta parametrización propone como criterio para condiciones neutrales $\left|\frac{Z_u}{L}\right| < 0.04$, con lo cual las constantes presentan los siguientes valores:

$$D = 0.28; P = 0.59 \quad \text{para condiciones estables}$$

$$D = 0.97; P = 1 \quad \text{para condiciones neutrales o cercanas a lo neutral}$$

$$D = 2.44; P = 1.33 \quad \text{para condiciones inestables}$$

En base a la ecuación (3.2.7) se calculó la distancia X_R en la cual se fijó la proporción F/S_0 igual al 80%.

Trabajando matemáticamente con la ecuación (3.2.7) la función footprint puede estimarse con la ecuación (3.2.8).

$$f(x, Z_m) = \frac{1}{k^2 x^2} * D * z_u^P * |L|^{1-P} \exp\left(\frac{-1}{k^2 x} z_u^P |L|^{1-P}\right) \quad (3.2.8)$$

Diferenciando la ecuación (3.2.8) e igualando a cero se obtiene:

$$x = \frac{D z_u^P |L|^{1-P}}{2k^2} \quad (3.2.9)$$

La ecuación (3.2.9) permite estimar la localización del máximo ($X_{m\acute{a}x}$) de la función footprint dependiendo de la estabilidad de la atmósfera y de Z_u .

Finalmente, la *Tabla 3.2.1* resume los distintos parámetros de entradas de los modelos implementados.

PARAMETROS	MODELOS DE FOOTPRINT	
	Hsieh (2000)	Kljun (2004)
de Superficie		
Altura del sensor (Z_m)	X	$1m < Z_m$
Longitud de rugosidad (Z_o)	X	X
de estabilidad de la atmósfera		
Altura de la Capa Límite (H)		X
Longitud de Monin-Obukhov	X	$-200 \leq Z_m/L \leq 1$
de viento		
Velocidad de Fricción (U^*)	X	$U^* > 0.2m/s$
Desviación estándar de W (σ_w)		X

Tabla 3.2.1: Parámetros de entrada de los modelos de footprint implementados.

Se conoce que el área fuente de los flujos estimados con la técnica Eddy Covariance varía, especialmente, ante cambios en la *altura de la vegetación*, *altura de los sensores* y *la estabilidad de la atmósfera*. Se espera que el área fuente, representada por la X_R , presente un comportamiento acorde a la variación observada en las condiciones meteorológicas y fenológicas. Con lo cual, se realizó un estudio de sensibilidad del modelo de Hsieh para los datos registros en San Luis, considerando cambios en los valores de Z_o , Z_m y L , en cada uno de los casos se dejaron constantes los demás parámetros de entrada del modelo. En el caso de la rugosidad de la superficie se consideraron valores de Z_o iguales a 0.1, 0.3, 0.45, 0.5, 0.8 y 1 m. En cuanto a Z_m , se sabe que a mayor altura de medición mayor es el área fuente de los flujos registrados, con lo cual se consideraron distintas alturas de los sensores,

siendo Z_m igual a 9, 18 y 36 m. Mientras que para la estabilidad de la atmósfera, las superficies que contribuyen a la señal son mayores e incluso se encuentran más alejadas de los sensores durante las condiciones estables y por el contrario, en presencia de condiciones inestables el área fuente es menor y se encuentra más próxima al sensor. Se analizaron los cambios en la distancia horizontal corriente arriba del sensor ante cambios en la estabilidad de la atmósfera.

3.3 *MODELO ATMOSFÉRICO DE MESOESCALA*

En esta sección se detallarán las características del modelo atmosférico de mesoescala utilizado (BRAMS 4.2) y se presenta la configuración con la que se generaron las simulaciones numéricas.

3.3.1 *Descripción del modelo BRAMS versión 4.2 - Brazilian Regional Atmospheric Modeling System*

El modelado de la atmósfera fue realizado con el modelo atmosférico regional BRAMS versión 4.2 (Brazilian Regional Atmospheric Modeling System) de última generación que ha sido utilizado en numerosas aplicaciones. El modelo RAMS es un código numérico diseñado por la Universidad de Colorado (USA) para producir simulaciones diagnósticas y de pronóstico del estado de la atmósfera. Se caracteriza por ser no-hidroestático, compresible, con capacidad de anidado interactivo en dos vías que permite representar los procesos e intercambios entre fenómenos de distintas escalas atmosféricas. Las características generales del RAMS pueden ser vistas en Pielke et al. (1992) y Cotton et al. (2003). El modelo BRAMS es una versión del RAMS adaptada en Brasil, principalmente por la Universidad de Sao Paulo y el CPTEC (Centro de Previsión del Tiempo y Estudios Climáticos) permitiendo simular procesos que cubren desde unos pocos kilómetros cuadrados hasta continentes, y escalas temporales de horas hasta años. Cuenta con una representación de los procesos físicos acorde al estado de la ciencia.

3.3.2 *Configuración utilizada del modelo BRAMS*

3.3.2.1 *Dominio espacial*

Se trabajó en un dominio espacial que cubrió las áreas en las cuales se disponía de información a partir de torre y avión, el mismo incluyó 3 retículas anidadas centradas en San Luis (33,464° S; 66,459° W) cuyas resoluciones horizontales fueron 40, 10 y 2.5 km, siendo la interacción entre las mismas en dos sentidos (*Figura 3.3.1*).

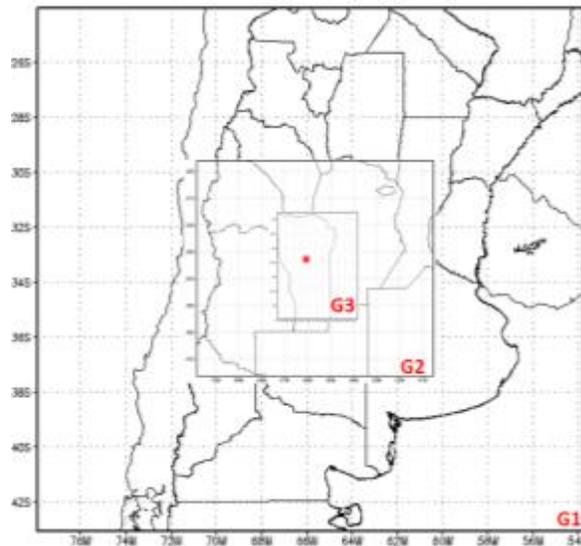


Figura 3.3.1: Dominios de integración utilizados en el modelo BRAMS. Las grillas, G1, G2 y G3 tuvieron una resolución de 40, 10 y 2.5 km respectivamente. El asterisco indica la posición de la torre en San Luis.

Se utilizaron 35 niveles verticales en la atmósfera, con nivel mínimo en 23.9m y tope en 21 km. Se consideró una razón telescópica de 1.2 hasta 1000m de manera de resolver en detalle la Capa Límite Atmosférica, con un espesor inicial de 50m.

3.3.2.2 Condiciones iniciales y de contornos y parametrizaciones utilizadas

Las condiciones iniciales para la simulación, así como también las condiciones de borde o de contorno, fueron obtenidas de los análisis operativos del Global Data Assimilation System (GDAS) provenientes de la National Oceanic and Atmospheric Administration/National Centers of Environmental Prediction (NOAA/NCEP) (Rodell et al. 2004). Estos análisis tienen una resolución horizontal de 1° en latitud y longitud, 26 niveles

isobáricos en la vertical y una resolución temporal de 6 horas. Las condiciones de humedad de suelo fueron inicializadas con los datos descritos en Gevaerd y Freitas (2006), en los cuales se estiman los valores de precipitación a partir de información satelital para forzar un modelo de balance de suelo que permite obtener el contenido de agua en el suelo.

Se incorporaron datos de topografía provistos por el United States Geological Survey (USGS) con una resolución de 1 km. Para verificar si dicha topografía utilizada en el modelo resultaba representativa de la topografía de la región de San Luis se constataron los valores con las curvas de nivel provistas por información satelital resultando en una razonable representación de la misma (*Figura 3.3.2*).

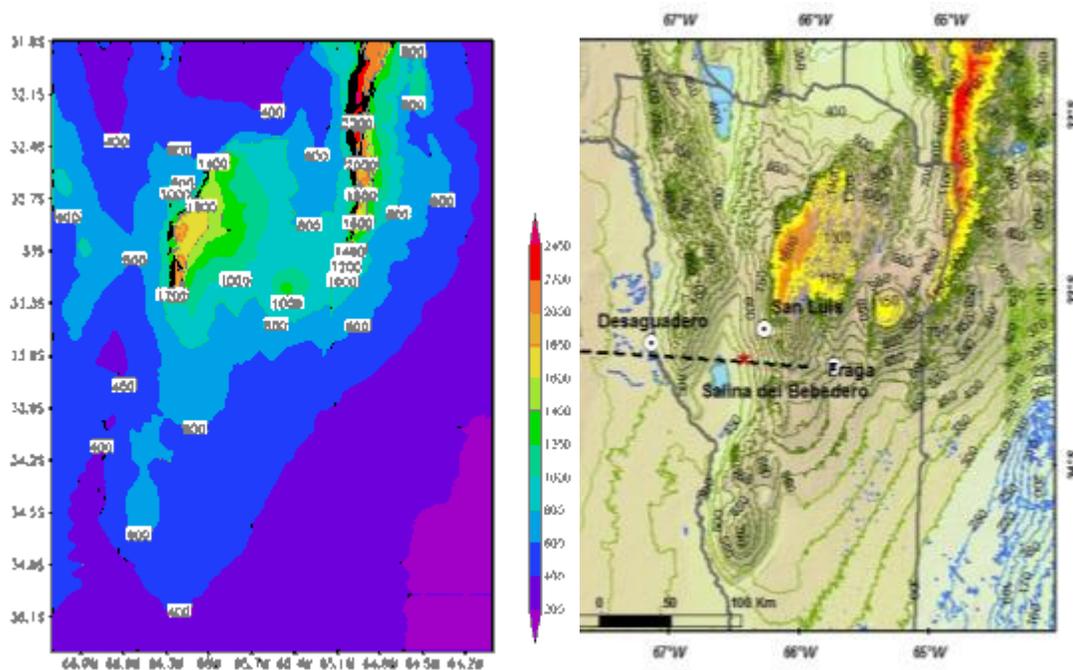


Figura 3.3.2: Topografía utilizada en el modelo BRAMS (izquierda) y curvas de nivel (derecha) en la provincia de San Luis. Datos derivados de la información suministrada por el satélite SRTM – NASA. La localización de la torre se ha señalado con una estrella roja.

Se utilizaron los archivos de tipo de vegetación (resolución de 1 km) del International Geosphere-Biosphere Programme (IGBP) con 20 clases diferentes (*Figura 3.3.3* y *Tabla 3.3.1*). Los datos de tipo de suelo fueron provistos por Food and Agricultural

Organization of the United Nations (FAO/UNESCO) con una resolución de 50 km. Se introdujeron campos semanales de temperatura de la superficie del mar correspondientes a Reynolds (1988).

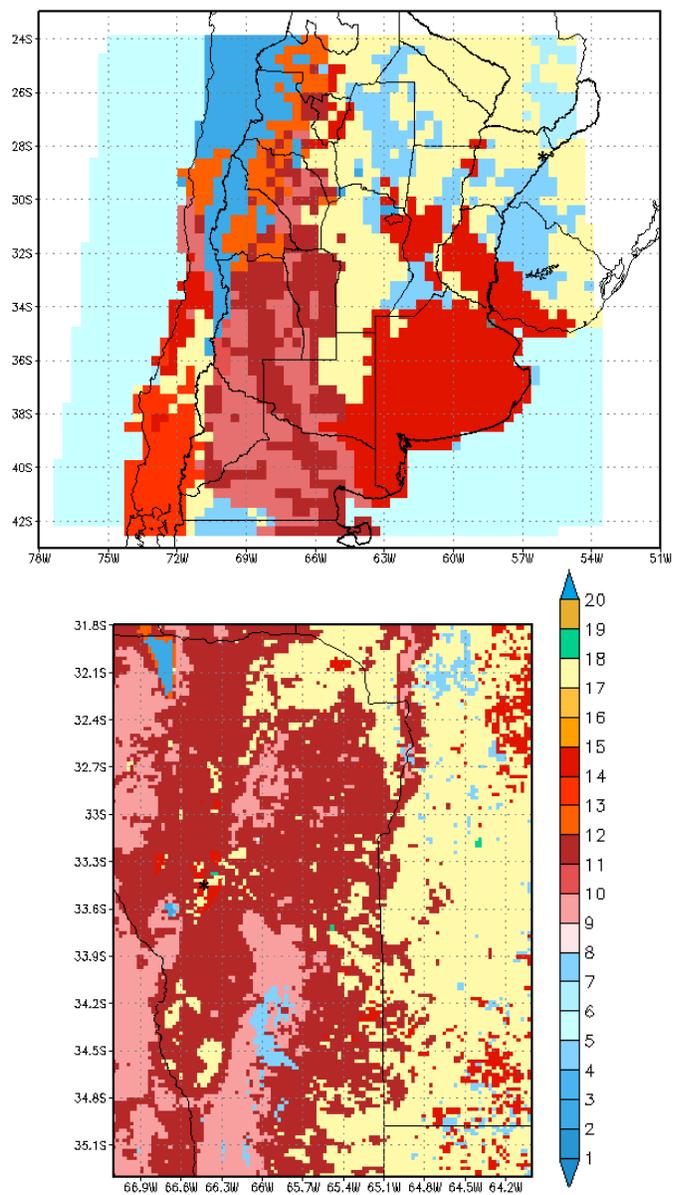


Figura 3.3.3: Mapa de tipo de vegetación dominante según la clasificación de International Geosphere-Biosphere Programme. El asterisco indica la posición de las torres.

	Tipo de vegetación dominante		Tipo de vegetación dominante
0	Océano	11	Tundra
1	Lagos, ríos	12	Arbustos siempre verdes
2	Glaciar	13	Arbustos de hojas caducas
3	Suelo desnudo	14	Bosque mixto
4	Bosque de hoja acicular siempre verde	15	Cultivos mixtos
5	Bosque de hoja acicular y caducas	16	Cultivo irrigado
6	Bosque de hojas anchas y caducas	17	Pantano
7	Bosque de hojas anchas siempre verde	18	Pastizal arbolado
8	Pasto corto	19	Urbano
9	Pasto alto	20	Bosque de hojas anchas siempre verdes en humedales
10	Semidesértico		

Tabla 3.3.1: Detalle del tipo de vegetación dominante según la clasificación de International Geosphere-Biosphere Programme.

Los diferentes procesos físicos fueron representados por distintas parametrizaciones incluyendo radiación, convección profunda y no profunda, microfísica de nubes, turbulencia y los procesos en la superficie (Tabla 3.3.2).

El esquema de superficie suelo-vegetación: LEAF-3 (Land Ecosystem Atmosphere Feedback model) fue utilizado para representar los intercambios turbulentos de calor y humedad asociados a la interface tierra-atmósfera, en especial los flujos de calor latente son evaluados mediante la evaporación desde el suelo y la transpiración a través de los estomas de las plantas. Este modelo trabaja a nivel de “*parche*” dentro del dominio de integración permitiendo la interacción entre ellos y con la columna de aire superior. Dentro del modelo BRAMS se encuentra vinculado a un modelo hidrológico que puede ser utilizado para explorar la respuesta hidrológica del sistema atmósfera – biósfera a la alteración del forzante climático a escala de cuenca local o regional (Walko et al. 2000).

CONFIGURACIONES	CARACTERISTICAS
Versión	BRAMS-4.2
DOMINIO	
Retículas	3- anidadas con resolución horizontal de 40, 10 2.5 km
Niveles verticales	35 (desde 23.9 a 21800m)
CARACTERÍSTICAS DE LA SUPERFICIE	
Topografía	DEM USGS (www.atmet.com, 1km resolución) (Gesch et al., 1999)
Uso de suelo	IGBP-DIS
Tipo de suelo	FAO-INPE (55km de resolución) (www.atmet.com)
CONDICIONES INICIALES Y DE CONTORNO	
Humedad del suelo	CPTEC-INPE (28km de resolución) (Gevaerd – Freitas, 2006)
Temperatura de superficie del mar	Campos semanales desde NCEP (111 km de resolución) (Reynolds 1988)
PARAMETRIZACIONES	
Radiación	Chen-Cotton (1983)
Difusión turbulenta	Vertical: Mellor-Yamada: (Mellor y Yamada, 1974)
Convección	Grell y Devenyi (2002)
Superficie	Leaf-3 (Walko et al. 2000)
Microfísica	Nivel 3 (Flatau et al., 1989)

Tabla 3.3.2: Configuraciones generales del modelo BRAMS-4.2 utilizado

3.3.3 Periodos de integración

El período de análisis comprendió tres simulaciones: la primera de ellas tuvo una duración de 97 hs, comenzando el 16 de febrero de 2010 a las 00UTC (UTC: tiempo universal coordinado, corresponde a UTC -3= 21 HOA (hora oficial argentina u hora local), periodo dentro del cual se obtuvieron mediciones con la aeronave durante el día 18 de

febrero entre las 12 y 13 hora local sobre el área alrededor de la torre de medición en San Luis (a partir de aquí se le hará referencia como *Periodo 1*). Los resultados fueron obtenidos con un intervalo de 1 hora. La segunda y la tercera simulaciones tuvieron un periodo de integración de 72 hs comenzando el 22 y el 24 de julio de 2010 a las 00UTC, respectivamente (a partir de aquí se les hará referencia como *Periodo 2 y 3*), estos periodos han sido considerados para analizar la habilidad del modelo en representar los procesos físicos en una época con condiciones meteorológicas diferentes a las del *período 1*. En particular en San Luis este mes fue un mes seco con una precipitación igual a 0.1mm y a la vez que fue un periodo con suficiente cantidad de datos observacionales en la torre EC de tierra.

Para la comparación con los datos observados en las torres se consideraron las salidas horarias del modelo en los puntos de retícula (grilla) más cercanos al sitio observacional, en San Luis y en Virasoro. Distintos trabajos (Sarrat et al. 2007, Dolman et al. 2006, Ter Maat et al. 2010) concluyen que un modelo de mesoescala con resoluciones comparables al footprint de la torre y avión (1-2 km), reproducen razonablemente bien los intercambios de masa y energía entre el suelo y la atmósfera, es así que de las tres retículas utilizadas en esta tesis se consideró la retícula de mayor resolución para comparar los datos simulados con los observados.

El estudio de la situación sinóptica de los periodos analizados se realizó con los datos de reanálisis del National Center for Environmental Prediction (NCEP) (Kalnay et al. 1996).

3.3.4 Simulación numérica considerando condiciones iniciales homogéneas de humedad de suelo.

La humedad del suelo se encuentra dentro del conjunto de variables relevantes en la estimación de los flujos de calor sensible y latente. En especial, el flujo de calor latente definido por la tasa de transferencia de vapor de agua desde la superficie a la atmósfera depende fundamentalmente del contenido de humedad en el suelo. Distintos trabajos han estudiado como las incertezas en las condiciones iniciales de humedad de suelo y en la física de los modelos de superficie, que hace referencia a las ecuaciones que se utilizan para describir los procesos en superficie, pueden ser fuentes de error en la representación de la interacción suelo-atmósfera (Spennemann, 2010, Saulo et al. 2010, Collini et al. 2010).

En esta tesis se analizó, de forma preliminar, del impacto de las condiciones iniciales de humedad de suelo sobre el balance de energía cerca de la superficie, comparando las simulaciones obtenidas considerando la inicialización del campo de humedad de suelo a partir de los datos de CPTEC-INPE (Gevaerd – Freitas, 2006) con simulaciones considerando condiciones iniciales homogéneas en todo el dominio. Esta última simulación tuvo un periodo de integración de 97 horas comenzando el 20 de julio a las 00UTC (a partir de aquí se le hará referencia como Periodo 4).

4. Resultados

4.1 *MODELOS DE ÁREA FUENTE*

En esta sección se mostrarán los resultados obtenidos al aplicar los modelos de área fuente a los datos medidos cada media hora en los sitios experimentales. Se incluye un análisis de como es afectado el cálculo del área fuente cuando se varían algunos de los parámetros de entrada de los modelos.

4.1.1 *Aplicación de los modelos a los datos cada media hora*

Los modelos de área fuente o de footprint, utilizados en esta tesis fueron: modelo de Hsieh y de Kljun, los mismos se aplicaron a los datos registrados por el sistema Eddy Covariance para conocer el área de influencia de los flujos estimados por esta técnica y determinar si provenían del ecosistema de interés. De los parámetros de entrada (*Tabla 3.2.1, materiales y métodos*) utilizados para los cálculos se consideró fija la *altura del sensor* (18 m en el caso de la torre en Virasoro y 9 m en el caso de San Luis) y también constante la *longitud de rugosidad del ecosistema (Z_0)* (1.2 m en Virasoro y 0.45 m en San Luis), durante todo el período de estudio. Los demás parámetros fueron derivados de las mediciones cada media hora registradas por el sistema de sensores Eddy Covariance.

Como se mencionara en la sección *Materiales y Métodos*, de toda la información que se puede obtener a partir del uso de modelos de footprint, se consideró a la *distancia horizontal (X_R)* (en metros), la cual se refiere a la distancia corriente arriba del sensor hasta la cual se acumula el 80% de la contribución a la medición realizada por los sensores y a la *distancia de máxima contribución ($X_{máx}$)*, como más que suficiente para el análisis que se

quiere realizar. En la *Figura 4.1.1* se muestra la distancia X_R en la dirección del viento, calculada a partir de los modelos de Hsieh y Kljun para todos los registros cada media hora del periodo analizado. La distancia horizontal calculada con el modelo de Hsieh en muchos de los casos fue mayor que la calculada con el modelo de Kljun, incluso la dispersión también fue mayor y esta característica fue apreciada en los dos sitios estudiados (*Tabla 4.1.1*). Además, con el modelo de Hsieh existieron puntos que se encontraron muy próximos a los sensores algo que no se observó en el modelo de Kljun, el cual siempre mostró valores más alejados de los mismos.

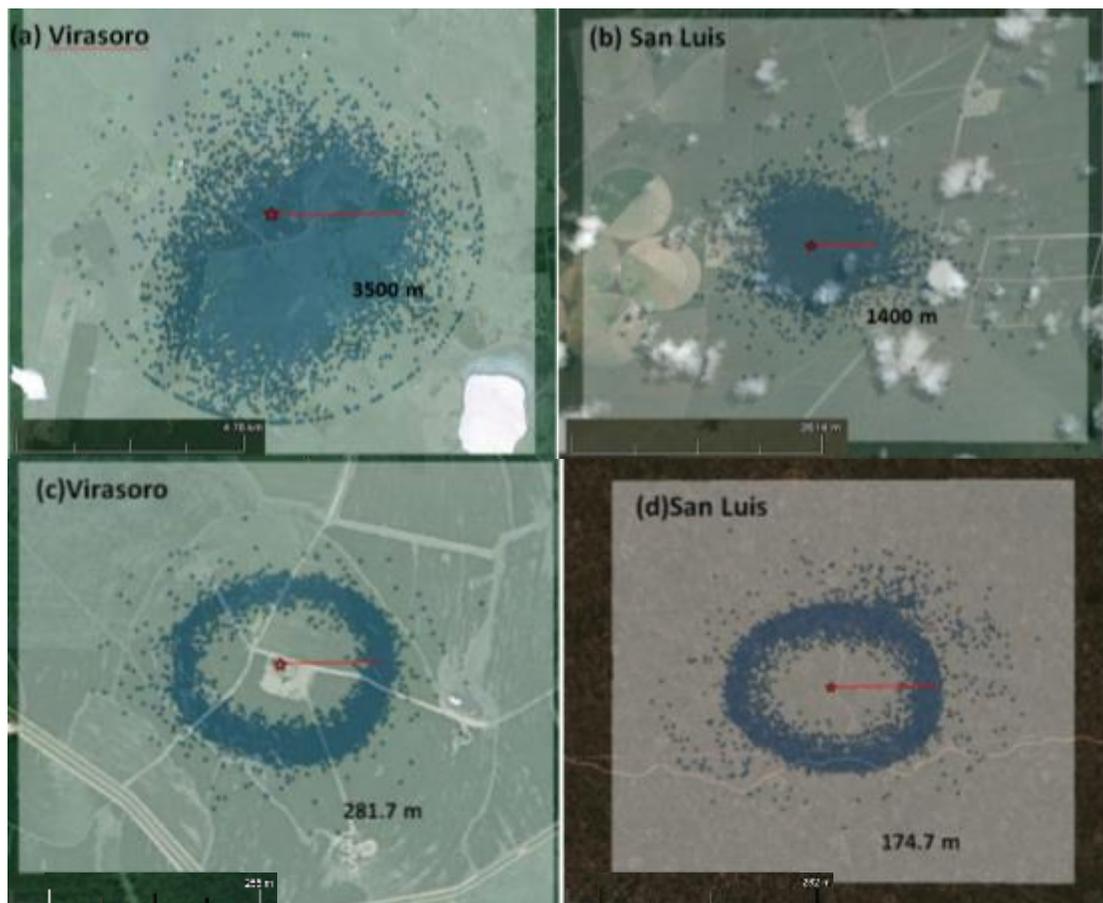


Figura 4.1.1: Distancia horizontal (X_R) corriente arriba de la torre hasta la cual se acumula el 80% del área fuente calculada en base a los datos registrados cada media hora. Arriba: modelo de Hsieh en Virasoro (a) y en San Luis (b). Abajo: modelo de Kljun en Virasoro (c) y San Luis (d). La estrella indica la posición de los sensores. Con línea roja se indica una distancia orientativa. El fondo corresponde a una imagen de Google Earth.

<i>Modelo</i>	<i>SAN LUIS</i>		<i>VIRASORO</i>	
	<i>Promedio</i>	<i>Desvío</i>	<i>Promedio</i>	<i>Desvío</i>
<i>Hsieh</i>	612.8	477.5	888.6	442.8
<i>Kljun</i>	174.7	14.6	281.7	28.4

Tabla 4.1.1: Valores promedios desvíos estándar de la distancia horizontal (X_R) calculada con los modelos de Hsieh y de Kljun en San Luis y Virasoro.

Con el modelo de Hsieh, la distancia $X_{m\acute{a}x}$ presentó un valor que correspondió a un 11% y un 20% de la distancia X_R , en San Luis y en Virasoro respectivamente. Por su parte, con el modelo de Kljun, la distancia $X_{m\acute{a}x}$ fue igual a un 46% de la distancia X_R , en ambos sitios. En la *Tabla 4.1.2* se muestran los valores promedios de $X_{m\acute{a}x}$. Para apreciar la dispersión de cada punto se muestra en la *Figura 4.1.2* el comportamiento de dicha distancia calculada con los dos modelos en San Luis. En Virasoro se observó una distribución espacial semejante (figura no mostrada).

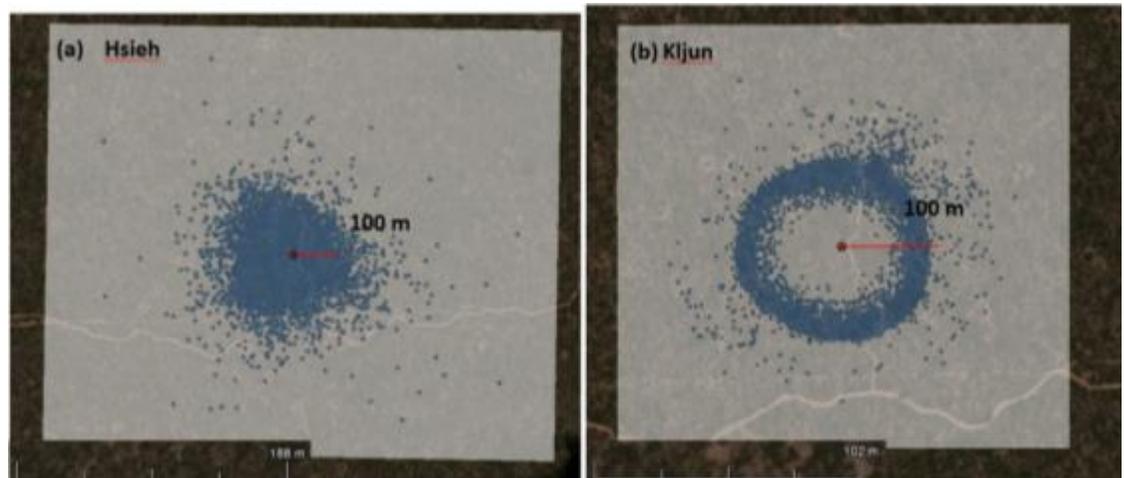


Figura 4.1.2: Distancia de máxima contribución calculada con el modelo de Hsieh (a) y Kljun (b) en San Luis. La línea roja representa una distancia orientativa. El fondo corresponde a una imagen de Google Earth.

<i>Modelo</i>	<i>SAN LUIS</i>		<i>VIRASORO</i>	
	<i>Promedio</i>	<i>Desvío</i>	<i>Promedio</i>	<i>Desvío</i>
<i>Hsieh</i>	68.5	55.9	177.0	137.8
<i>Kljun</i>	79.8	6.7	128.3	12.7

Tabla 4.1.2: Valores promedios y desvíos estándar de la distancia de máxima contribución calculada con los modelos de Hsieh y de Kljun en San Luis y Virasoro.

4.1.2 Aplicación de los modelos a escala estacional

Los patrones diarios de los valores medios de la distancia horizontal obtenidos con el modelo de Hsieh para verano (diciembre-febrero), otoño (marzo-mayo), invierno (junio-agosto) y primavera (septiembre-noviembre) son presentados en la *Figura 4.1.3*. En esta figura se puede observar que, tanto en Virasoro como en San Luis, la distancia horizontal del área fuente presentó un ciclo diurno en todas las épocas del año. Valores más alejados del sensor se encontraron entre las 0:00 y 7:00 hs y entre las 17:00 y las 23:00 hs, con mayor dispersión en San Luis especialmente en horas de la mañana. En Virasoro la distancia promedio dentro de esos periodos, fue de 1177.9 ± 95.6 m y en San Luis resultó igual a 816.3 ± 197.1 m.

En horas diurnas, entre las 9:00 y 16:00, los valores de flujos y concentraciones registrados proveían de áreas más cercanas a la torre. En San Luis la distancia promedio calculada fue igual a 280.2 ± 61.8 m y se observó que la dispersión de estos valores resultó mucho menor tanto comparada con la distancia obtenida para los registros nocturnos como con la distancia calculada en Virasoro. Si se observan las diferencias entre las épocas del año, en Virasoro fue mayor que en San Luis, siendo la distancia promedio en Virasoro igual a 661.2 ± 136.4 m.

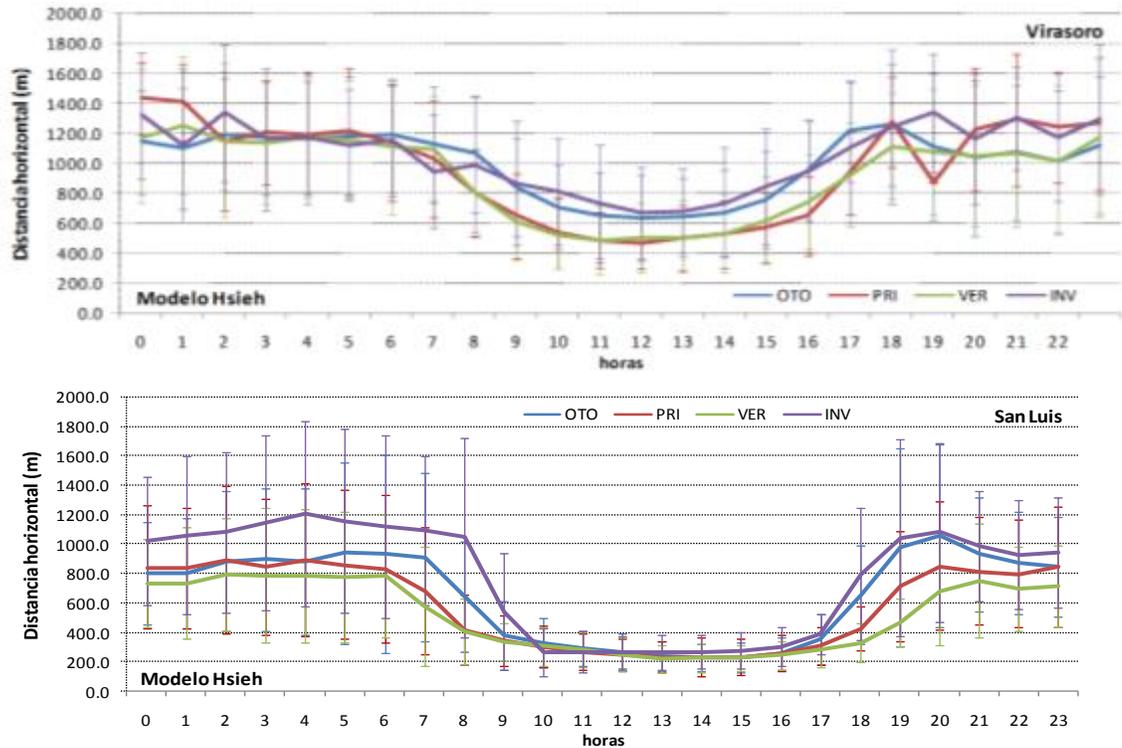


Figura 4.1.3: Distancia horizontal promedio horaria (m) calculada con el modelo de Hsieh, en la cual se acumula el 80% de la señal registrada por los sensores. Arriba: Virasoro y abajo: San Luis, para las distintas épocas del año, las barras indican la dispersión con respecto al valor medio.

Los resultados obtenidos con el modelo de Kljun se muestran en la *Figura 4.1.4*. En este caso los valores de distancias horizontales no mostraron un patrón diurno como si ocurrió con los resultados del modelo de Hsieh. En Virasoro la distancia promedio fue aproximadamente igual a 281.7 ± 28.4 m, no se obtuvieron resultados para primavera dado que en la mayoría de los datos no cumplían las condiciones planteadas por el modelo. En el caso de San Luis fue de 174.7 ± 14.6 m, con una dispersión menor a la obtenida en Virasoro.

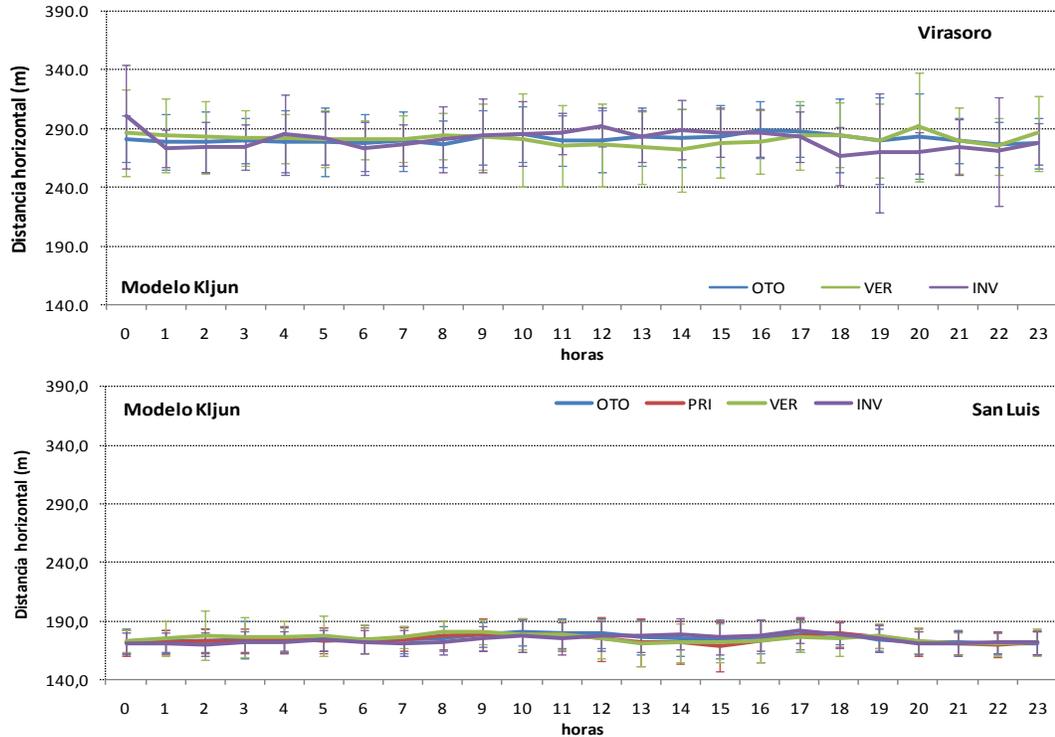


Figura 4.1.4: Idem Figura 4.1.3 pero aplicando el modelo de Kljun. En este caso la escala vertical comienza en 140.0m para poder apreciar mejor los resultados obtenidos.

4.1.3 Influencia de los cambios de ciertos parámetros de entrada

Se conoce que el área fuente varía con la *altura de los sensores*, la *rugosidad de la superficie* y la *estabilidad de la atmósfera*. Con lo cual, se analizó cuánto se modificaba el área fuente si se cambiaban dichas cantidades dejando constantes los demás parámetros. Para mostrar los resultados y apreciar las diferencias que se quieren remarcar, se eligió el modelo de Hsieh con los datos registrados en San Luis durante la semana entre 15-2-2010 y el 21-2-2010.

Como se mencionó anteriormente, uno de los parámetros que influye sobre el cálculo del área fuente es el parámetro Z_0 , un valor más elevado de este parámetro indica mayor rugosidad de la superficie lo cual se podría asociar con una vegetación más elevada.

La *Figura 4.1.5* muestra los resultados obtenidos al cambiar el valor de Z_0 entre 0.1 y 1 m. La distancia X_R fue mayor cuando la vegetación presentó menor altura (Z_0 menores). Al incrementarse la rugosidad, la distancia horizontal del footprint se encontró más próxima al sensor. Especialmente entre las 8:00 y las 17:00 hs, la diferencia entre los valores de X_R calculados para distintos valores de Z_0 , fue menor que en las horas restantes.

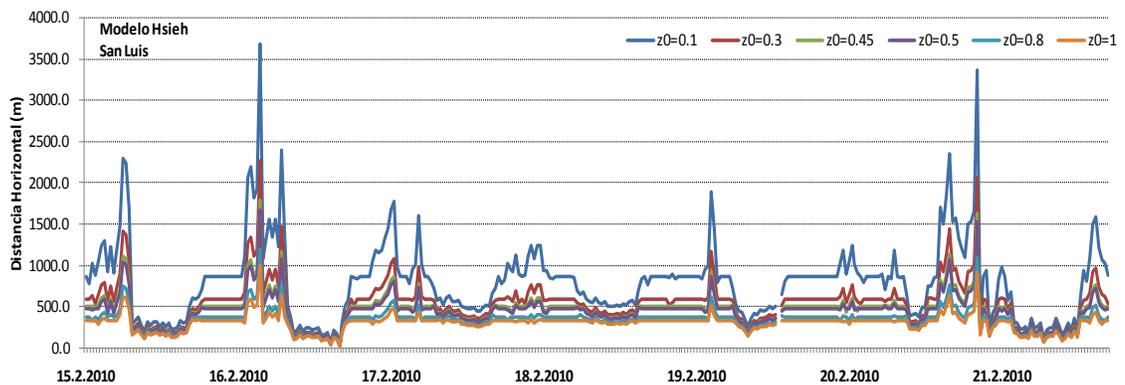


Figura 4.1.5: Distancia horizontal (m) calculada a partir del modelo de Hsieh para distintos valores del parámetro de rugosidad de la superficie: 0.1, 0.3, 0.45, 0.5, 0.8 y 1 m.

El área fuente cambia con la *estabilidad de la atmósfera*. En la *Figura 4.1.6* se muestra la distancia X_R en función del parámetro de estabilidad $\zeta = 1/L$, se aprecia que durante la semana analizada dicho parámetro tomó valores entre -3.125 y 0.021 1/m. Durante condiciones inestables (valores de ζ menores a -0.001) la distancia corriente arriba del sensor osciló entre los 20 y 500 m. Mientras que para condiciones estables (valores de ζ mayores a 0.001) la señal registrada por el sensor provino de distancias más alejadas del mismo, pudiendo alcanzar valores entre 1000m y 3500m dependiendo del parámetro Z_0 .

Si se comparan las gráficas de X_R para cada valor de Z_0 , se observa que en condiciones inestables la diferencia entre ellas no fue tan marcada como si lo fue en condiciones atmosféricas estables.

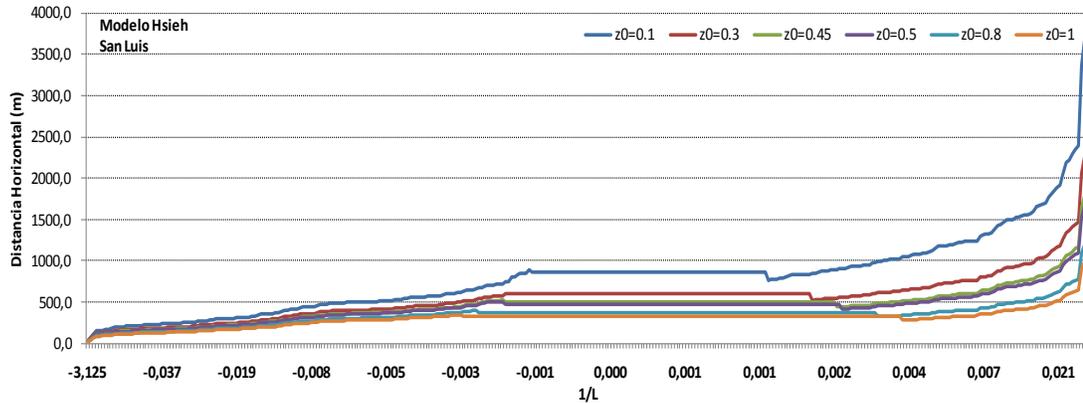


Figura 4.1.6: Distancia horizontal (m) calculada a partir del modelo de Hsieh considerando distintas estabilidades de la atmósfera.

Otro de los parámetros de entrada que influye en el footprint es *la altura de los sensores*. Para ejemplificar este caso, se aplicó el modelo de Hsieh para la misma semana de datos, en San Luis considerando tres alturas de medición: 9, 18 y 36 m y se consideró la altura de la vegetación igual a 4.5 m en los tres casos. Se obtuvieron los resultados que se muestran en la *Figura 4.1.7*. A mayor altura de medición mayor es la distancia X_R de la cual proviene el 80% del footprint de la señal registrada. Si consideramos condiciones atmosféricas inestables para las cuales las distancias de contribución se encontraron más próximas al sensor, las diferencias entre ellas resultaron menores que las calculadas en otros momentos del día, aumentando en un 70% entre las alturas de 9m y 18m y un 80% entre las alturas de 18m y 36m. En los casos estables, durante los cuales las distintas horizontales corriente arriba del sensor resultaron mayores, las diferencias entre las tres alturas fueron mayores rondando el 230% y un 275% por encima de los resultados obtenidos entre alturas inmediatas.

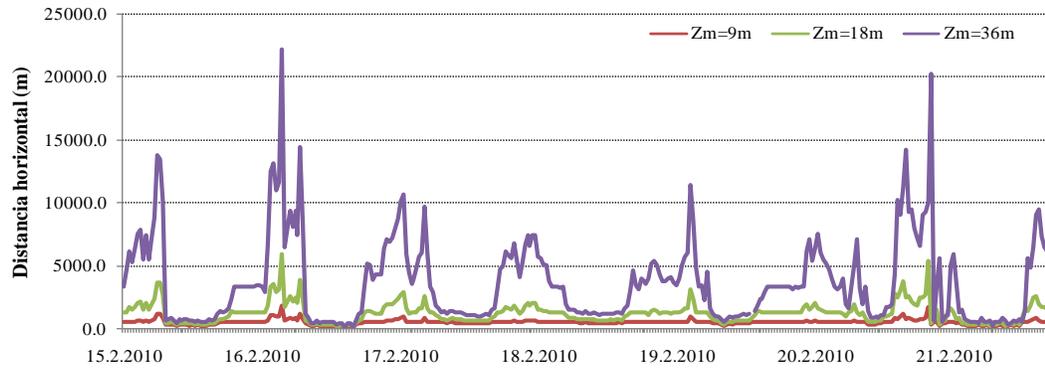


Figura 4.1.7: Distancia horizontal corriente arriba del sensor hasta la que se acumula un 80% del área fuente calculada con el modelo de Hsieh para una semana de datos en San Luis. Se consideraron tres alturas de medición: 9m (rojo), 18m (verde) y 36m (violeta), la altura de la vegetación se fijó en 4.5 m.

4.2 DESCRIPCIÓN DE LA VARIABILIDAD DE LOS DATOS REGISTRADOS POR LOS SISTEMAS EDDY COVARIANCE

En este apartado se realizará una descripción de los datos registrados por los sensores instalados en las torres micrometeorológicas situadas en San Luis y en Virasoro durante el periodo: diciembre de 2009 hasta febrero de 2011. Serán presentados los valores horarios de las variables: temperatura del aire, concentración de CO₂ y vapor de agua, flujos de calor sensible, latente, de CO₂ y de vapor de agua, dirección y velocidad del viento, en escala estacional (verano: diciembre-febrero; otoño: marzo-mayo; invierno: junio-agosto y primavera: septiembre-noviembre) y mensual. Finalmente, se realizará una descripción de los datos registrados por los sensores aerotransportados en la plataforma móvil Sky Arrow durante el vuelo realizado el 18 de febrero de 2010 en San Luis.

4.2.1 Descripción de los datos registrados por las plataformas fijas

4.2.1.1 Variación horaria de la temperatura del aire y la velocidad del viento

Tanto la producción/consumo de CO₂ como los intercambios de vapor de agua entre los ecosistemas y la atmósfera, se encuentran influenciados por las fluctuaciones de la temperatura del aire. Se realizó un análisis del comportamiento estacional de dicha variable meteorológica sobre los dos ecosistemas. Durante el período de estudio, la amplitud anual de las temperaturas medias estacionales (*Figura 4.2.1*) fue igual a 25.0°C en Virasoro e igual a 35.0°C en San Luis. Dadas las características climáticas de esta última provincia los valores medios estacionales de temperatura mostraron una marcada diferencia entre verano

e invierno, diferencia que si bien se observa en Virasoro es menos notoria por presentar un clima más húmedo.

En San Luis se registraron entre las 7 y 8 hs valores extremos fríos de temperatura iguales a los -5.5°C durante el mes de julio de 2010, mientras que los valores extremos más cálidos, entre a 38 y 40.1°C , se observaron entre las 13 y 19 hs del mes de enero de 2010. Por su parte, en Virasoro los extremos más fríos se observaron entre las 10 y 12 hs en el mes de julio de 2011 con un valor promedio de 0.6°C , mientras que los extremos cálidos, con un valor promedio igual a 34.3°C , se registraron entre las 15 y las 17 hs durante el mes de febrero de 2010.

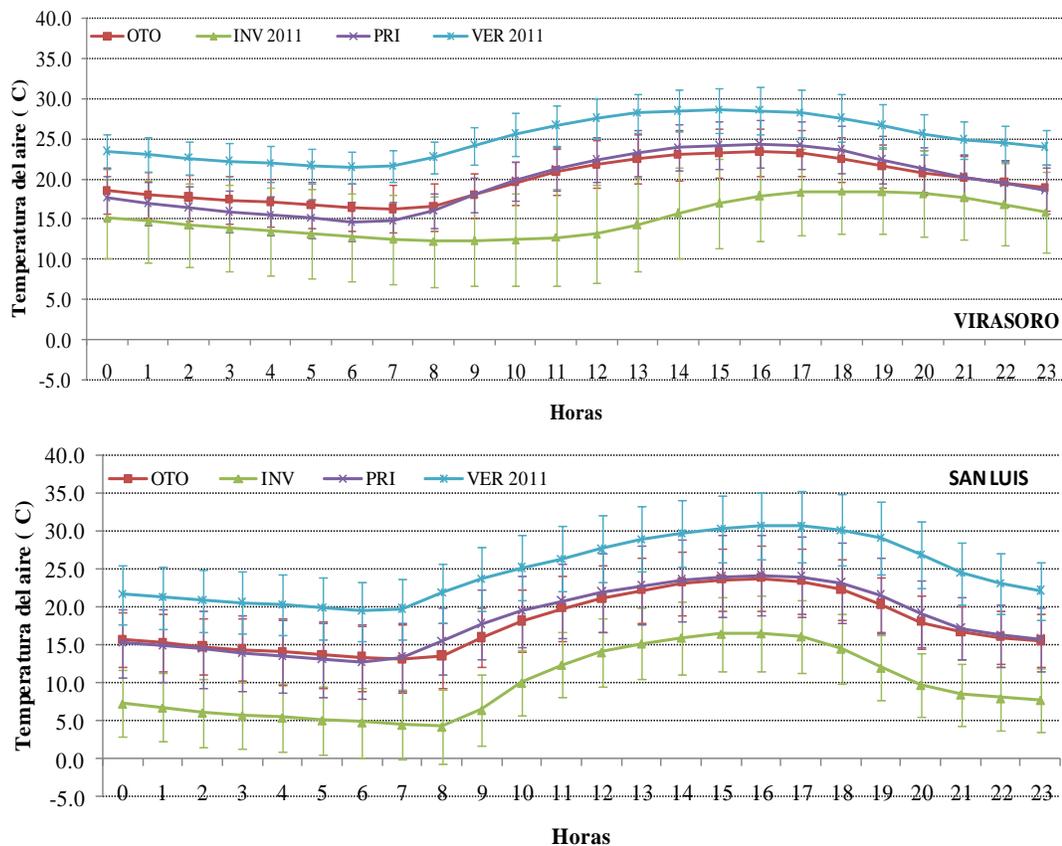


Figura 4.2.1: Temperatura media estacional en Virasoro (arriba) y en San Luis (abajo). Las barras corresponden al desvío estandar.

El sistema Eddy Covariance registra principalmente los valores de concentraciones y flujos de distintos gases emitidos y absorbidos por un determinado sitio de interés corriente arriba de la ubicación del sensor. Al empleo de los modelos de footprint para conocer la extensión del área de influencia de las mediciones, se le adicionó la dirección desde la cual procede el flujo de aire. Por tal motivo se analizó la dirección prevalente del viento en los dos sitios durante el período de estudio (*Figura 4.2.2*). En Virasoro las direcciones más frecuentes registradas durante el periodo analizado correspondieron al cuadrante *Sudeste-Sudoeste*, acorde a las estadísticas climáticas y las menos frecuentes se encontraron en el cuadrante *Oeste-Norte*. Por su parte, en San Luis las direcciones más frecuentes se encontraron en el cuadrante *Noreste-Sudeste*, dentro de las direcciones esperables en la región.

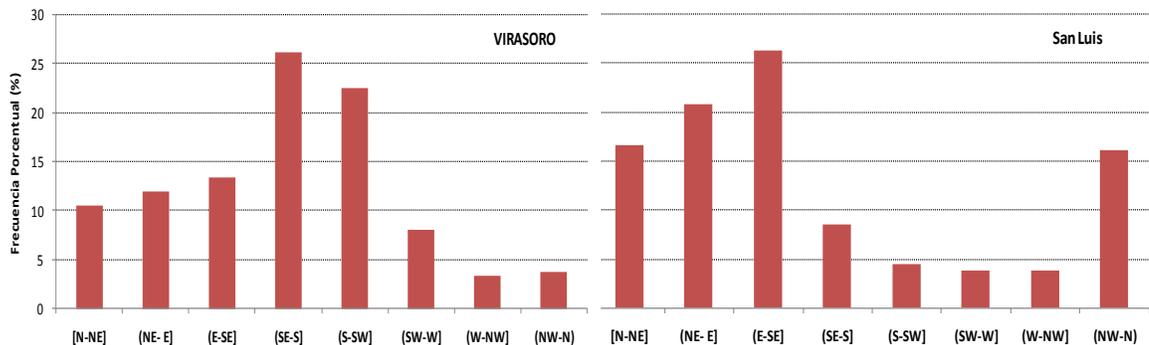


Figura 4.2.2: Frecuencia porcentual de la dirección del viento durante diciembre/2009 y febrero/2011 en Virasoro y en San Luis.

Así como la dirección, la velocidad del viento es otra variable que, desde el punto de vista micrometeorológico, afecta a los procesos de intercambio de gases en las primeras capas de la atmósfera. En condiciones meteorológicas constantes la velocidad del viento presenta un ciclo diurno donde durante la noche es normal encontrar situaciones de calma y posteriormente la velocidad se incrementa hasta cerca del mediodía. Si las condiciones

meteorológicas en un sitio se caracterizan por el frecuente pasaje de sistemas frontales este patrón diurno es menos evidente. En la *Figura 4.2.3* se muestra el ciclo diurno de la velocidad media del viento registrada en otoño, invierno, primavera y verano, dicha velocidad fue calculada en base a los datos promediados cada 30 minutos registrados por los anemómetros sónicos.

Durante el periodo analizado, Virasoro registró valores de la velocidad media semejantes entre las distintas épocas del año, a excepción del verano en el cual se registraron velocidades menores en gran parte del día. Todas las épocas presentaron similar dispersión de los valores. Tanto en invierno como en otoño se observó el máximo de velocidad a las 11 hs y un mínimo a las 18 hs. En el período nocturno se registraron velocidades medias semejantes en todas las estaciones del año a excepción del verano, época en la cual las velocidades medias resultaron menores. En verano la máxima velocidad media del viento se registró a las 17 hs.

En San Luis, la velocidad media del viento en primavera y verano presentó un comportamiento diurno similar, con un máximo principal a las 9 hs y uno secundario a las 18 hs. En otoño los valores horarios de la velocidad del viento presentaron el máximo a las 11 hs con un mínimo a las 19hs. Durante el invierno el valor máximo se pudo observar a las 13 hs. Los valores de dispersión no presentaron grandes diferencias entre las épocas del año.

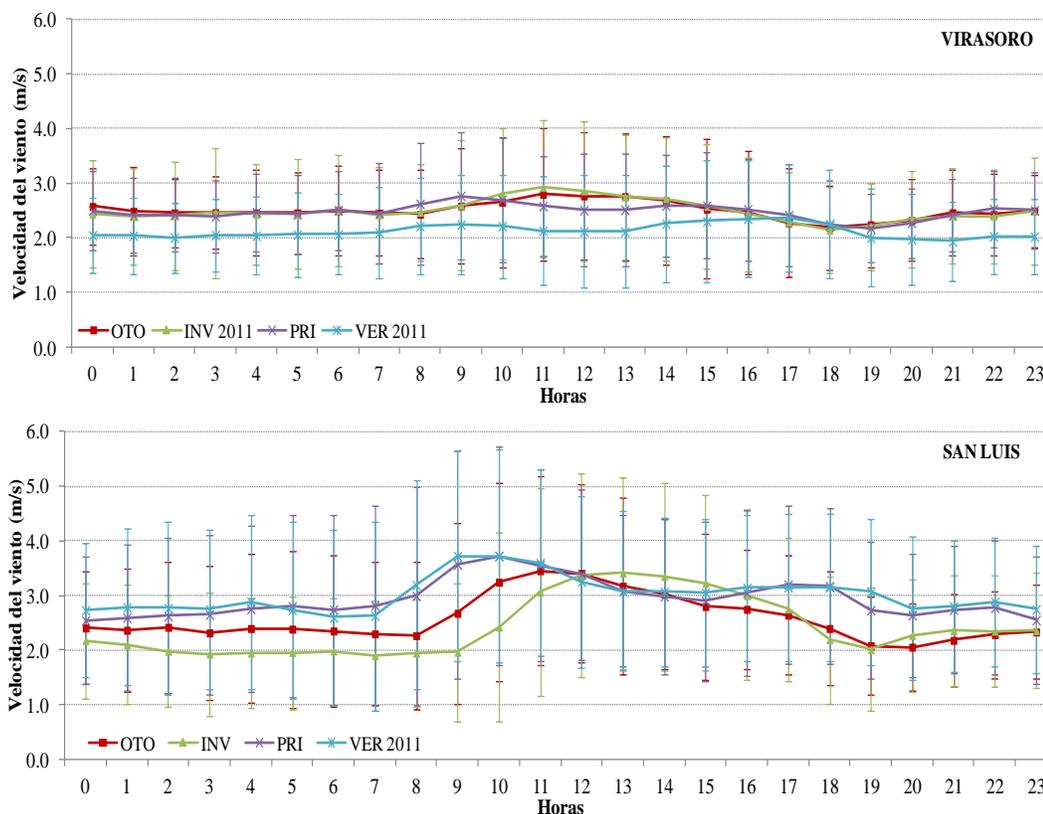


Figura 4.2.3: Velocidad del viento (m/s) media horaria estacional en Virasoro (arriba) y en San Luis (abajo). Las barras corresponden al desvío estándar.

La turbulencia es uno de los factores meteorológico que influye sobre la captura o liberación de CO_2 por parte del ecosistema. Cuando la turbulencia es generada por las variaciones del viento provocadas por la superficie del terreno, podemos considerar a la velocidad de fricción (u^*) como indicadora de dicha turbulencia. Valores elevados de este parámetro implican una mayor turbulencia y por lo tanto una mejor mezcla de las propiedades en el aire y por el contrario, valores menores a cierto umbral se relacionan con poca o nula turbulencia. Dado que el transporte turbulento es más rápido que el proceso difusivo, presente en las primeras capas de la atmósfera, el consumo/liberación de CO_2 se producirá eficientemente si la turbulencia y la mezcla del aire están presentes. En la *Figura*

4.2.4 se muestran los valores medios horarios de la velocidad de fricción para las distintas épocas del año en Virasoro y en San Luis.

En Virasoro, durante las horas nocturnas o de menor radiación solar, u^* alcanzó un valor promedio igual a (0.27 ± 0.16) m/s a excepción del invierno en el cual este valor fue igual a (0.34 ± 0.22) m/s. A partir de las 6 hs en verano y primavera los valores medios experimentaron un incremento hasta alcanzar un máximo, que en el caso de primavera es igual a (0.56 ± 0.17) m/s y en verano se apreció un máximo principal a las 10 hs igual a (0.59 ± 0.18) m/s y uno secundario (0.51 ± 0.24) m/s. Mientras que en invierno y otoño este incremento se observó a partir de las 7 hs, con valores máximos iguales a (0.58 ± 0.25) m/s (0.54 ± 0.22) m/s respectivamente.

Por su parte, en San Luis el comportamiento de los valores medios de u^* fue diferente al encontrado en Virasoro. En primavera y verano se presentaron dos máximos, uno principal a las 10 hs $((0.65 \pm 0.28)$ m/s) y otro secundario a las 17 hs en verano igual a (0.60 ± 0.20) m/s y en primavera (0.58 ± 0.23) m/s. En otoño e invierno el máximo se alcanzó a las 12 y 13 hs respectivamente con valores iguales a (0.60 ± 0.22) m/s y (0.59 ± 0.23) m/s. Los valores mínimos registrados durante las primeras y últimas horas del día resultaron aproximadamente constantes en las distintas épocas. Los valores medios más bajos se registraron durante el invierno en las primeras horas del día y resultaron semejantes a los del otoño (aprox. 0.30 m/s) a partir de las 19 hs.

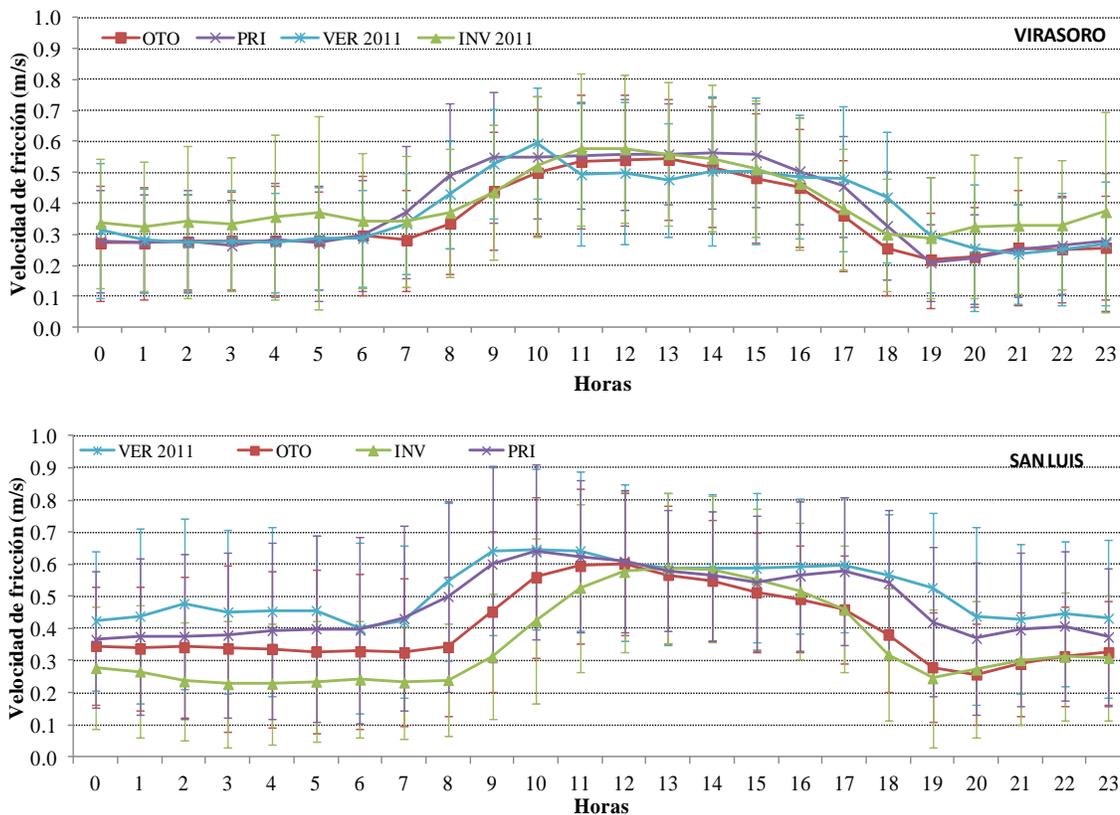


Figura 4.2.4: Velocidad de fricción media horaria estacional en Virasoro (arriba) y en San Luis (abajo). Las barras corresponden al desvío estándar.

4.2.1.2 Variación temporal de las concentraciones de CO₂

Los patrones medios diarios estacionales de la concentración de CO₂ en el aire sobre el bosque nativo (San Luis) y el implantado (Virasoro) se muestran en la Figura 4.2.5. Ambos sitios presentaron un marcado ciclo diario, con un valor promedio anual en Virasoro igual a 736.2 ± 42.4 mg/m³ y en San Luis igual a 641.9 ± 22.4 mg/m³. Los máximos valores de concentración ocurrieron, especialmente, entre las 5:00 y las 8:00 hs, resultado de la gradual acumulación de dióxido de carbono respirado por la noche. Las menores concentraciones se registraron durante el día, entre las 9:00 y las 20:00 hs, acorde a la actividad biológica de la vegetación y la curva tiende a aplanarse durante esas horas.

Estacionalmente, el máximo valor medio horario de las concentraciones en Virasoro fue de $810.5 \pm 87.7 \text{ mg/m}^3$ a las 7:00 hs en la época de verano, y el mínimo medio fue de $679.6 \pm 18.6 \text{ mg/m}^3$ a las 14:00 hs en primavera. En San Luis, el máximo valor medio fue de $683.4 \pm 17.0 \text{ mg/m}^3$ ocurrido a las 7:00 hs en el otoño y el mínimo valor fue de $615.7 \pm 17.9 \text{ mg/m}^3$ a las 16:00 hs en el invierno. En Virasoro, el invierno se caracterizó por presentar valores de concentración mayores (especialmente entre las 10:00 y las 19:00 hs) y valores menores durante las horas nocturnas (de 0:00 a 7:00 hs), que los registrados en las demás épocas del año. Con respecto a esta característica, en San Luis, los valores de concentración tanto en los periodos de asimilación como de emisión, durante la época de invierno fueron mayores que en otoño, primavera y verano.

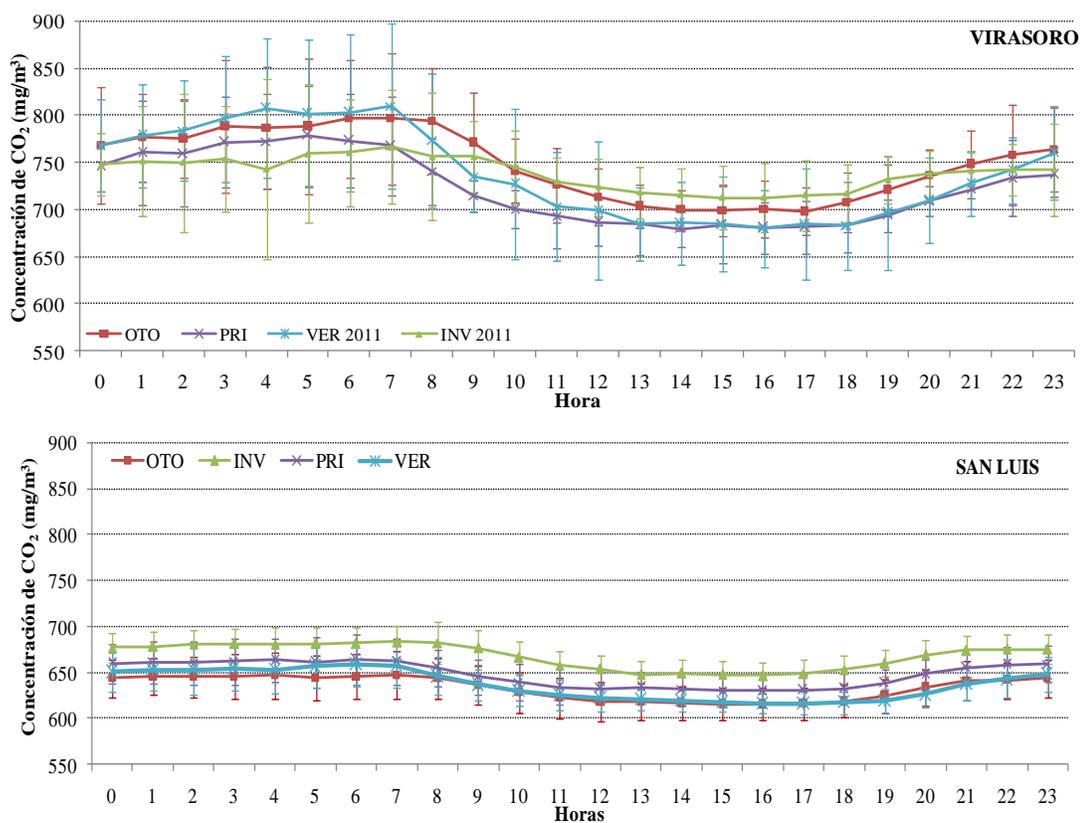


Figura 4.2.5: Ciclo diario de la concentración media de CO₂ en el bosque implantado (Virasoro) y en el bosque nativo (San Luis). Las barras corresponden a sus respectivos desvíos estándares.

A lo largo del año existen fluctuaciones en la utilización del dióxido de carbono atmosférico que se relacionan con la temperatura y con las épocas de crecimiento y letargo de la vegetación. Esta característica es más evidente en los valores registrados en San Luis (Figura 4.2. 6), la concentración atmosférica muestra un progresivo incremento desde fin del verano hasta el invierno, periodo en el cual el proceso dominante es la respiración, con un máximo en el mes de junio. Posteriormente, la concentración disminuye durante la época de crecimiento a medida que las plantas captan CO_2 a través de la fotosíntesis alcanzando su mínimo entre noviembre a enero. En Virasoro si bien se observan cambios estacionales no son tan marcados como en San Luis.

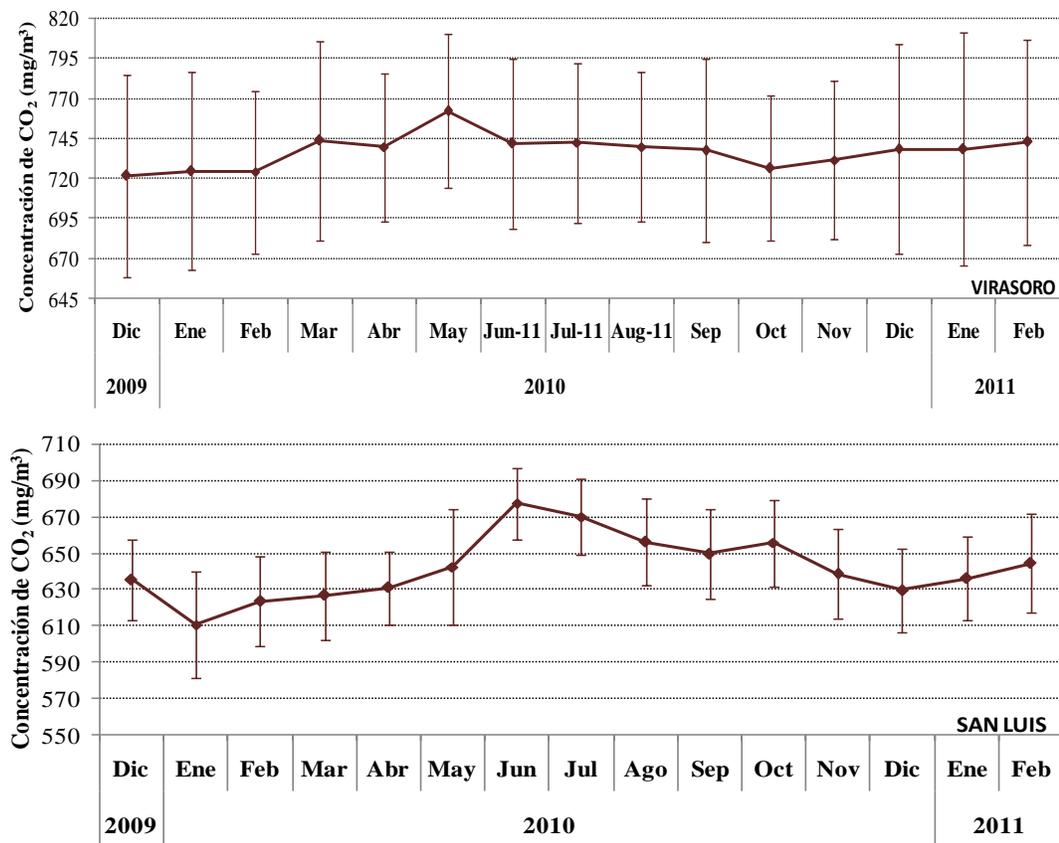


Figura 4.2.6: Concentración de CO_2 media mensual durante diciembre/2009 y febrero/2011 en Virasoro (arriba) y San Luis (abajo). Las barras corresponden a la desviación estándar de cada mes.

Conociendo el ciclo diurno de las concentraciones se determinaron dos períodos, uno diurno entre las 9:00 hs y las 18:00 hs en el cual el intercambio de CO₂ comprende la asimilación por el proceso de fotosíntesis y la liberación de dicho gas por la respiración y otro nocturno entre las 21:00 hs y las 6:00 hs en el cual el único proceso que participa en el intercambio es la respiración. Durante el período diurno en Virasoro se registró una concentración de $710.2 \pm 36.8 \text{ mg/m}^3$ y en el período nocturno dicho valor fue de $760.6 \pm 27.3 \text{ mg/m}^3$. En el caso de San Luis el valor diurno fue de $631.4 \pm 23.3 \text{ mg/m}^3$ y durante la noche fue de $653.3 \pm 24.0 \text{ mg/m}^3$. Con lo cual, la concentración media de CO₂ decreció en un 6.6% en Virasoro y en 3.4% en San Luis entre las horas diurnas y las horas nocturnas.

Los valores mínimos diarios para el intervalo diurno y los valores máximos diarios para el período nocturno se presentan en la *Figura 4.2.7*. El valor máximo promedio registrado en Virasoro fue de $844.5 \pm 94.6 \text{ mg/m}^3$ y en San Luis fue de $674.6 \pm 26.1 \text{ mg/m}^3$. Se observa que durante la noche las máximas concentraciones varían considerablemente. Esta característica fue observada principalmente en Virasoro y es menos notoria en San Luis. El valor mínimo registrado en Virasoro fue de $674.6 \pm 23.7 \text{ mg/m}^3$ y en San Luis fue de $616.4 \pm 24.9 \text{ mg/m}^3$. Los valores mínimos de concentración resultaron menos variables en los dos sitios.

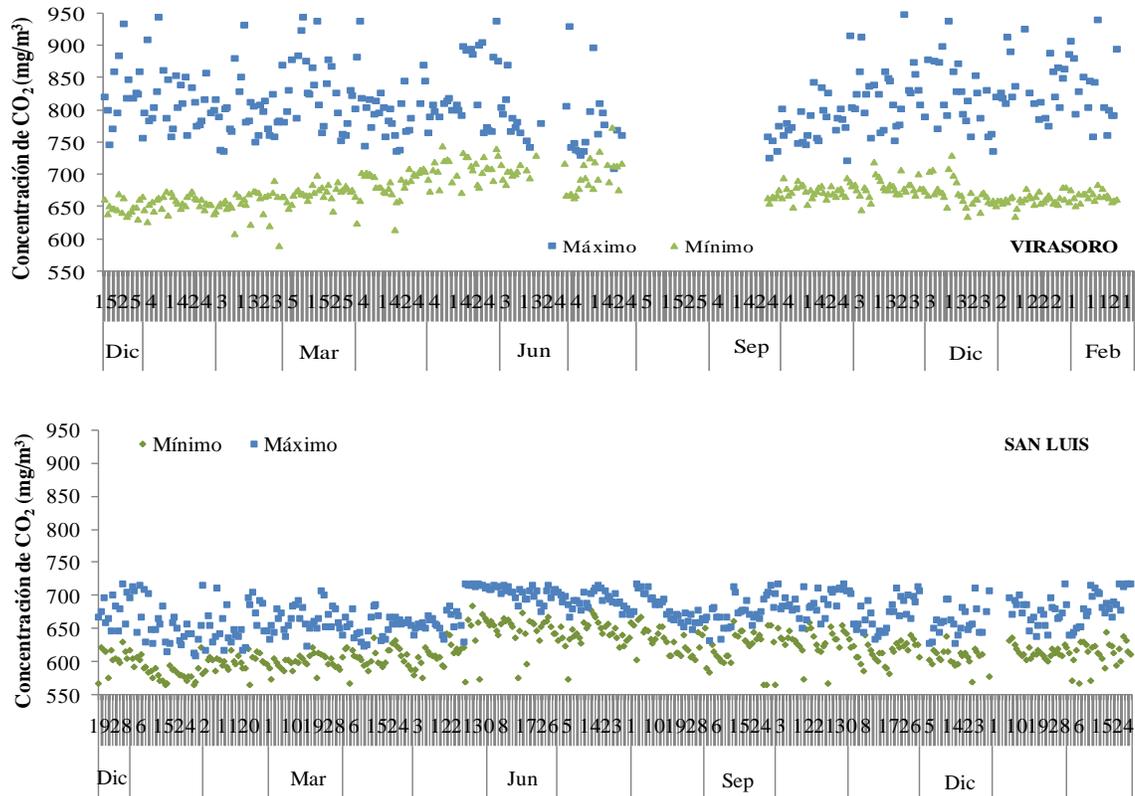


Figura 4.2.7: Mínimos diarios (cuadrados verdes) y máximos nocturnos (cuadrados azules) de la concentración de CO₂ en Virasoro y en San Luis. Período diurno: 9- 18 hs, Período nocturno: 21-6 hs.

Por otra parte podemos observar las diferencias en los valores horarios de concentraciones de CO₂ registrados durante los meses más húmedos y más secos del período 2010 (Figura 4.2.8). En Virasoro el mes más seco correspondió a noviembre con 50.4 mm y el más húmedo a febrero con 205.7 mm de precipitación mensual. En San Luis el mes de mayor precipitación fue octubre con 80.7mm y el mes más seco correspondió a julio con 0.1 mm. En cuanto a los valores medios de las concentraciones de CO₂ atmosférico las diferencias entre el mes más húmedo y más seco son más notorias en San Luis, siendo mayores los valores durante el mes seco. En Virasoro, si bien la diferencia entre los valores medios de concentración de CO₂ registrados durante los dos meses en

cuestión es menor, las concentraciones resultan mayores durante el mes seco, entre las primeras horas del día y entre las 13 y las 16 hs.

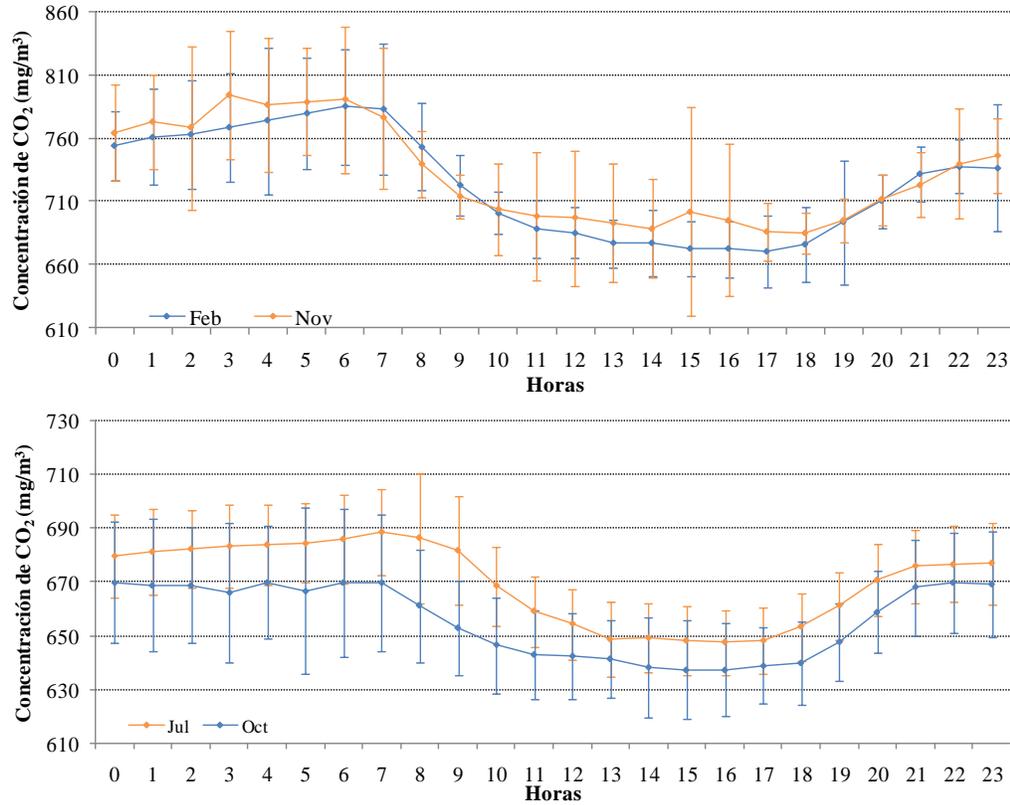


Figura 4.2.8: Valores horarios medios de concentración de CO_2 durante los meses más secos (líneas naranjas) y durante los meses más húmedos (líneas azules) en Virasoro (arriba) y en San Luis (abajo).

4.2.1.3 Variación temporal de los flujos de CO_2 , calor latente y calor sensible.

4.2.1.3.1 Flujos de CO_2

En base a los datos observados durante el año 2010 y parte del 2011, en Virasoro y en San Luis, se calcularon los flujos de CO_2 (mg/m^2seg) horarios medios para cada estación del año: verano (diciembre-febrero), otoño (marzo-mayo), invierno (junio-agosto) y primavera (septiembre-noviembre), desde las 00:00 a 23:00. Los valores negativos indican

un flujo de CO₂ desde la atmósfera hacia la vegetación y valores positivos en sentido contrario. La variación media estacional de los flujos de CO₂ se muestran en la *Figura 4.2.9*. Ambos sitios presentaron un marcado ciclo diurno, con una amplitud media mayor en verano e igual a 1.42 y 0.27 mg/m²seg en Virasoro y San Luis, respectivamente. Mientras que durante los meses de invierno la amplitud media fue menor a la de verano e igual a 0.81 en Virasoro y 0.12 mg/m²seg en San Luis.

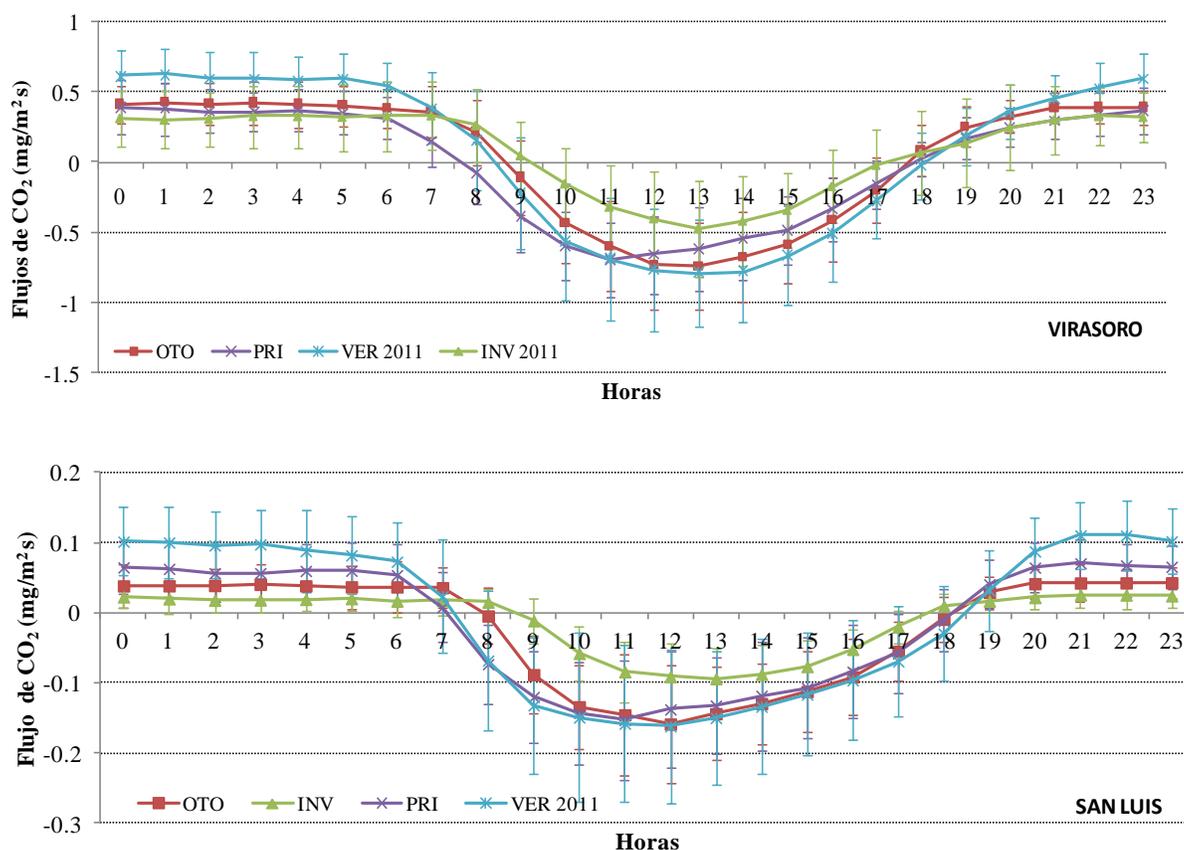


Figura 4.2.9: Valores horarios medios por estación del año de los flujos de CO₂ en Virasoro (arriba) y San Luis (abajo). Las barras corresponden a sus respectivos desvíos estándares. Las escalas verticales son diferentes para poder apreciar los cambios en los valores horarios de los flujos en San Luis.

Durante los meses de invierno en San Luis, junto a la menor amplitud media se observó menor dispersión de los valores horarios con respecto al resto de las épocas del

año. La variación con respecto al valor medio es mayor en verano alcanzando valores entre 0.05 y 0.12 mg/m²seg. Observando el ciclo diurno de los valores horarios puede apreciarse que la dispersión de los mismos es mayor durante las horarios de mayor radiación solar (aprox. entre las 7:00 y las 18:00 hs). Por otra parte, durante las horas nocturnas o de menor radiación solar los valores de flujo de CO₂ permanecen aproximadamente constantes siendo mayores en verano. En el periodo diurno entre las 7:00 y las 18:00 hs en el cual prevalece un consumo de CO₂ atmosférico por parte de la vegetación, el máximo de absorción se encuentra en verano a las 12 hs con un valor de (0.16 ± 0.11) mg/m²seg, este máximo coincide con el momento de ocurrencia en otoño (0.16 ± 0.08) mg/m²seg, en primavera se adelanta a las 11:00 hs con un valor igual a (0.15 ± 0.08) mg/m²seg y en invierno se atrasa a las 13:00 hs con un flujo igual a (0.09 ± 0.04) mg/m²seg.

En Viraroso, los valores medios horarios de los flujos de CO₂ durante el periodo nocturno, al igual que en San Luis, tienden a ser constantes con valores mayores en el verano (valor promedio horario: 0.56 ± 0.07 mg/m²seg) y valores semejantes en otoño, invierno y primavera con un valor promedio de (0.35 ± 0.05) mg/m²seg). En estas últimas estaciones del año a partir de aprox. las 21:00 hs se alcanza el máximo de liberación de CO₂ por respiración y este se mantiene hasta las 7:00 u 8:00 hs.

Los máximos de asimilación de CO₂ vía el proceso de fotosíntesis se presentan a las 13:00 hs con valores iguales a (0.47 ± 0.34) , (0.74 ± 0.31) y (0.79 ± 0.38) mg/m²seg en invierno, otoño y verano, respectivamente. En primavera este máximo se encuentra a las 11:00 hs con un valor igual a (0.70 ± 0.27) mg/m²seg. Al igual que en San Luis, la dispersión de los valores con respecto a la media en cada estación del año, es mayor durante las horas diurnas y menor en las nocturnas.

Los valores de flujos de CO₂ a escala mensual se presentan en la *Figura 4.2.10*. La dispersión de los valores con respecto al valor medio mensual es menor durante los meses de invierno, esta característica se aprecia mejor en los datos observados en San Luis y su valor aumenta hacia los meses más cálidos. En este sitio, el flujo de CO₂ entre mayo a septiembre (cuando la dispersión es menor) es igual a 0.013 ± 0.06 mg/m²seg con sentido desde la atmósfera hacia la vegetación.

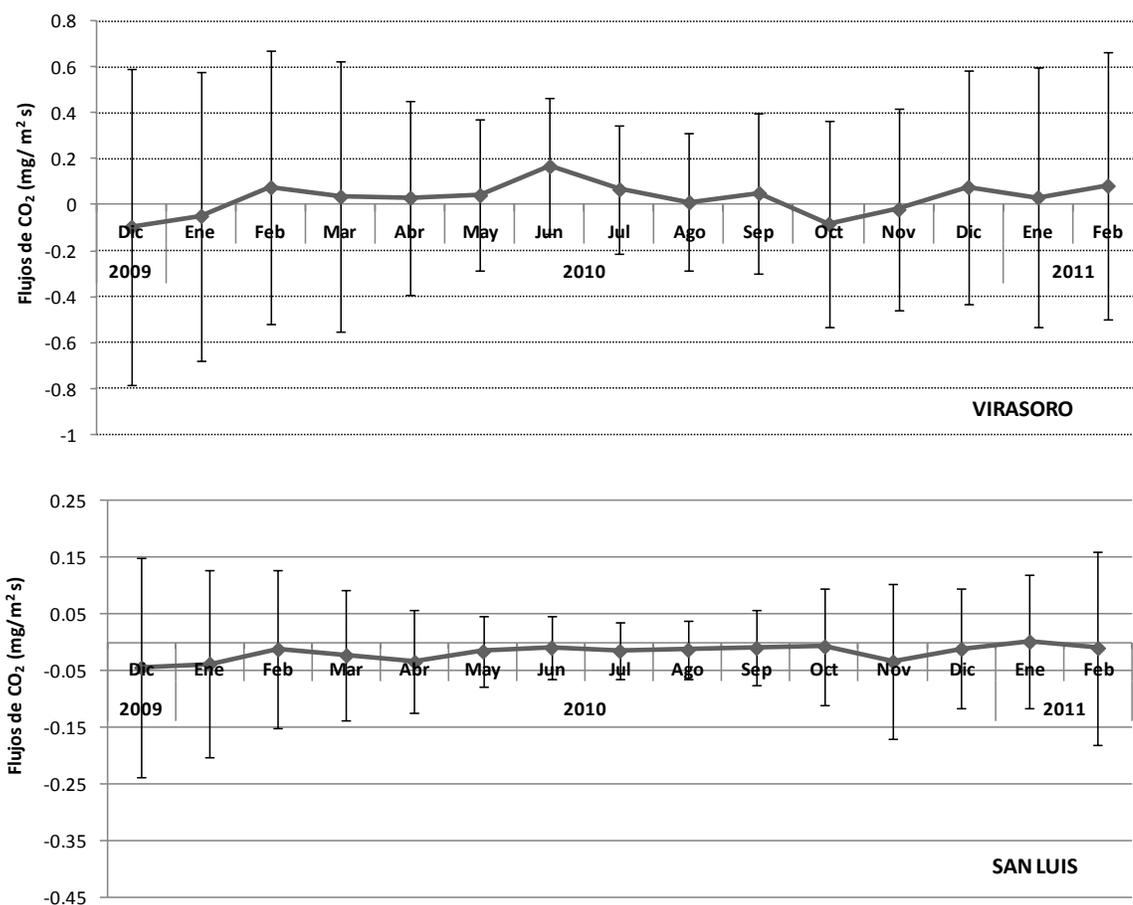


Figura 4.2.10: Valores medios mensuales de los flujos de CO₂ en Virasoro (arriba) y San Luis (abajo). Las barras corresponden a sus respectivos desvíos estándares. Las escalas verticales son diferentes para poder apreciar los cambios en los valores de los flujos registrados en San Luis.

En la *Figura 4.2.11* se muestran los valores de flujos de CO₂ separando en periodo diurno (9-18hs) y periodo nocturno (21-6hs) durante todo el periodo analizado.

En el bosque implantado los flujos de CO₂ hacia la atmósfera (positivos) presentan menor dispersión que los flujos medidos durante el periodo diurno. Durante los meses cálidos desde enero a marzo, el flujo nocturno fue de 0.53 ± 0.09 mg/m²seg, posteriormente en los periodos de abril-mayo y septiembre-noviembre este valor disminuyó a 0.33 ± 0.09 mg/m²seg, para volver a aumentar su magnitud a partir de diciembre/2010 a febrero/2011. La variabilidad de los flujos diurnos (negativos) resultó similar entre los distintos meses. Estos flujos, con sentido hacia el ecosistema, disminuyeron de diciembre/2009 a mayo/2010 (-0.31 ± 0.15 mg/m²seg) y luego entre septiembre-febrero aumentaron su valor a (-0.51 ± 0.18 mg/m²seg).

En el bosque seco nativo, los flujos nocturnos presentaron menor variabilidad, característica también vista en la *Figura 4.2.9*, especialmente entre los meses de abril a septiembre. A comienzos del período estudiado el flujo de CO₂ promedio fue igual a 0.09 mg/m²seg, valor que disminuye hacia el mes de abril (0.02 ± 0.02 mg/m²seg) para volver a incrementarse a partir de septiembre, alcanzando un valor promedio igual a 0.08 mg/m²seg. Los flujos diurnos resultaron más variables, especialmente durante los meses más cálidos y esta variabilidad disminuye entre los meses de mayo a septiembre. Durante los meses de mayo a septiembre el flujo diurno alcanzó un valor promedio igual a -0.06 mg/m²seg y durante los meses de diciembre/2009 a abril fue igual a -0.15 ± 0.07 mg/m²seg y octubre a febrero/2011 dicho valor fue igual a -0.12 ± 0.07 mg/m²seg.

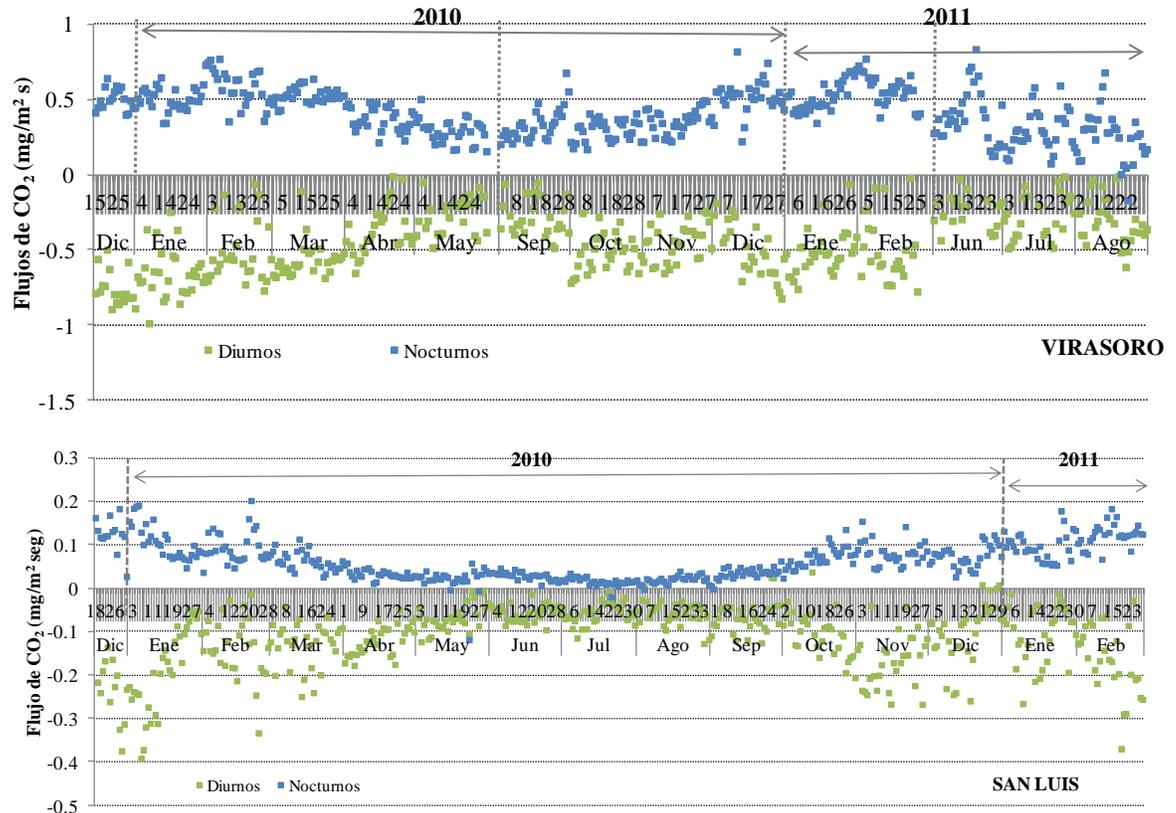


Figura 4.2.11: Flujos de CO₂ diurnos (cuadrados verdes) y nocturnos (cuadrados azules) en Virasoro (arriba) y en San Luis (abajo). Período diurno: 9- 18hs, Período nocturno: 21- 6 hs. Las escalas verticales son diferentes para poder apreciar los cambios en los valores de los flujos registrados en San Luis. Valores positivos indican liberación de CO₂ desde la vegetación y valores negativos consumo de CO₂ desde la atmósfera.

4.2.1.3.2 Flujos de calor latente

El flujo de calor latente es la energía transferida hacia la atmósfera cuando el agua es transpirada por las plantas o evaporada por las hojas o el suelo. Es una magnitud idéntica a la evapotranspiración, con lo cual es un proceso que transfiere agua desde los ecosistemas a la atmósfera. Y también se refiere a la energía que se transfiere en sentido contrario al propuesto anteriormente, desde la atmósfera hacia el ecosistema, cuando se produce la condensación del vapor de agua. La variabilidad diaria media de los flujos de vapor de agua se muestra en términos de la transferencia de calor latente en la *Figura 4.2.12*.

En Virasoro la mayor amplitud media se observó en verano con un valor de 304.9 W/m^2 , presentando un valor mínimo de flujo igual a $10.7 \pm 16.1 \text{ W/m}^2$ a las 5:00 hs, mientras que el valor máximo se ubicó en las 13:00 hs siendo igual a $315.7 \pm 102.4 \text{ W/m}^2$. La variabilidad diurna en otoño y primavera fue muy semejante, observándose algunas diferencias entre las 8:00 y las 11:00 hs. En invierno la amplitud media es menor, siendo igual a 139.7 W/m^2 , con un valor de flujo mínimo igual a $16.8 \pm 24.9 \text{ W/m}^2$ a las 1:00 hs y un máximo de $156.5 \pm 70.9 \text{ W/m}^2$ a las 14:00hs. En gran parte del día el flujo de calor latente presentó valores positivos, los cuales indican sentido desde la vegetación hacia la atmósfera, no obstante se pudieron hallar valores negativos en todas las estaciones del año especialmente entre las 21:00 y las 7:00 hs en las cuales el vapor de agua es transferido desde la atmósfera hacia la superficie. En este sentido, los valores negativos mas grandes se registraron entre las 4:00 y las 7:00 en otoño e invierno con valores entre 10 y 20 W/m^2 .

En San Luis los flujos medios de calor latente fueron menores a los registrados en Virasoro, por encontrarse en una región más seca. En horas diurnas los valores de flujo disminuyeron desde el verano hacia el invierno, los máximos se hallaron a las 13:00hs ($140.8 \pm 72.7 \text{ W/m}^2$) en verano y a las 12:00 hs ($106.9 \pm 48.2 \text{ W/m}^2$) en primavera. La variación alrededor del valor medio de flujo horario estacional fue mayor en las horas diurnas y fue mayor en verano disminuyendo hacia el invierno. En horas nocturnas los valores de flujos medios fueron semejantes entre verano y primavera y entre otoño e invierno. El valor mínimo se encontró a las 2:00 hs en invierno con un valor de $0.35 \pm 3.9 \text{ W/m}^2$ mientras que en primavera se dio el mínimo a la medianoche con un valor de $8.2 \pm 10.4 \text{ W/m}^2$. Los valores negativos de flujo medio de calor latente se registraron entre

las 20 a 7 hs en todas las épocas del año, con mínimos absolutos entre las 3 y 6 hs iguales a -13.3 W/m^2 en primavera y a -11.7 W/m^2 en verano.

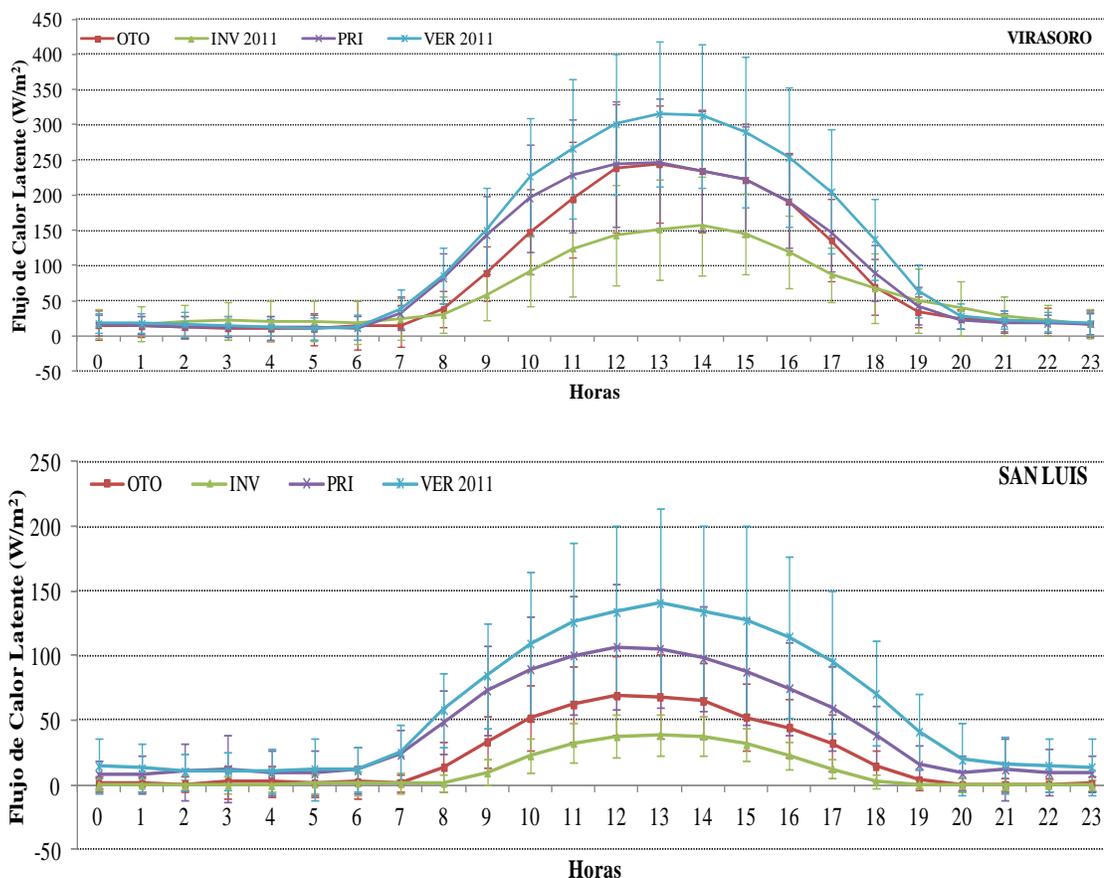


Figura 4.2.12: Valores horarios medios por estación del año de los flujos de calor latente (W/m^2) en Virasoro (arriba) y San Luis (abajo). Las barras corresponden a sus respectivos desvíos estándares. Las escalas verticales son diferentes para poder apreciar los cambios en los valores horarios de los flujos en San Luis.

4.2.1.3.3 Flujos de calor sensible

El flujo de calor sensible es controlado por la diferencia de temperatura entre la superficie y el aire adyacente. Con lo cual, este flujo dependerá del gradiente de temperatura suelo-atmósfera. Cuando los flujos tienen signo positivo significan una pérdida de calor para la superficie, por el contrario cuando el signo es negativo existe una ganancia de calor en la superficie terrestre.

En la *Figura 4.2.13* se observan los valores medios horarios de los flujos de calor sensible en Virasoro y en San Luis. De forma opuesta a lo que se observó en los valores de flujo de calor latente, Virasoro presentó valores menores que en San Luis. Durante las horas nocturnas, los flujos resultaron negativos con mínimos cercanos a los 45 W/m^2 en todas las épocas del año, la dispersión de estos valores nocturnos fue menor a la registrada durante las horas diurnas. En primavera y verano a partir de las 8 hs y hasta las 17 hs, los flujos medios resultaron positivos con máximos en primavera ($(151.7 \pm 76.5) \text{ W/m}^2$ a las 12 hs). En otoño e invierno el comportamiento fue similar alcanzando valores positivos a partir de las 9 hs y hasta las 16 hs, con máximos iguales a $(66.5 \pm 56.5) \text{ W/m}^2$ a las 13hs en invierno y $(53.5 \pm 42.3) \text{ W/m}^2$ a las 12hs en otoño.

En San Luis, los flujos nocturnos (negativos), con dirección de la atmósfera hacia la superficie, toman valores mínimos y aproximadamente igual a $(31.9 \pm 22.4) \text{ W/m}^2$ durante las horas de menor radiación (entre las 20:00 y las 6:00 hs) y la dispersión de estos valores alrededor del valor medio fue menor a la observada en las horas diurnas.

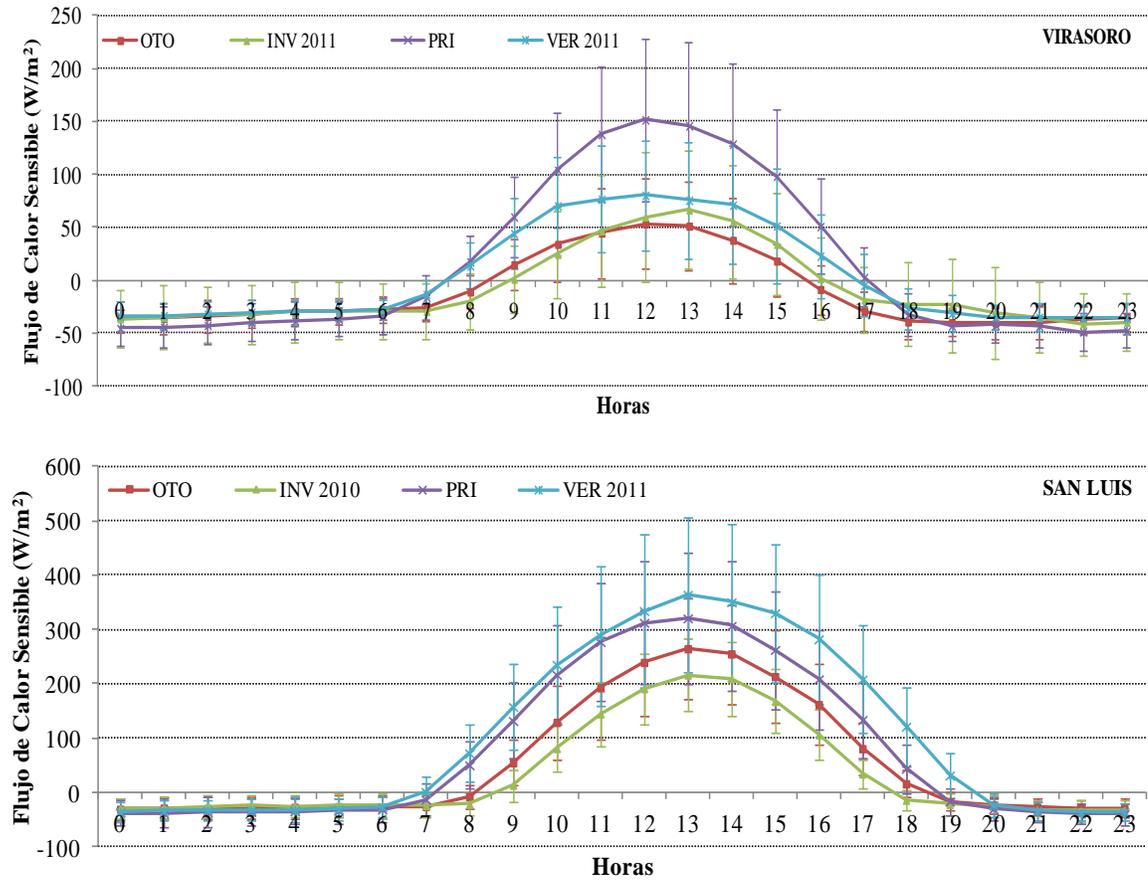


Figura 4.2.13: Valores horarios medios por estación del año de los flujos de calor sensible (W/m^2) en Virasoro (arriba) y San Luis (abajo). Las barras corresponden a sus respectivos desvíos estándares. Las escalas verticales son diferentes para poder apreciar los cambios en los valores horarios de los flujos en Virasoro.

A partir de las 8:00 hs en primavera y verano y a partir de las 9:00hs en invierno y otoño, los valores toman signo positivo indicando una transferencia de energía desde la superficie cálida hacia la atmósfera. Los máximos se encontraron en la estación de verano con un valor absoluto igual a $(364.3 \pm 141.6) W/m^2$ a las 13 hs y menores en invierno con su máximo a las 13 hs igual a $(216.6 \pm 66.7) W/m^2$.

4.2.1.3.4 *Partición energética*

La variación horaria de la partición de la energía disponible en calor sensible y calor latente, en Virasoro y San Luis, muestra un comportamiento similar en las distintas épocas del año (*Figura 4.2.14*).

En Virasoro, en las primeras horas de la mañana y a partir de la puesta del sol, cerca de un 70% de la energía disponible es convertida en calor sensible. Mientras que durante las horas diurnas (8 a 17 hs) en promedio se utiliza un 75% de la energía disponible para la evapotranspiración. Durante este periodo se alcanzan dos máximos, en primavera y verano, a las 8 hs cerca del 80% de la energía se transforma en calor latente, luego se observa un máximo principal a las 17 hs con un valor de 85%. En cambio, en las estaciones más frías, otoño e invierno, el mayor porcentaje destinado para evapotranspirar se encuentra a las 16hs (en otoño: 88% y en invierno: 79%) y entre las 9 y 10hs se presenta un máximo secundario (en otoño: 79% y en invierno: 72%).

Por su parte en San Luis, en todas las estaciones del año se aprecian dos máximos bien definidos. El primero de ellos entre las 7 y las 9hs, que atrasa su ocurrencia hacia la estación fría, y la energía disponible para calor latente pasa de 50% en verano a 30% en invierno. Otro de los máximos de igual magnitud que el primero, se observó hacia el final del día, entre las 17 y las 19 hs, cuya ocurrencia se atrasa hacia la estación cálida. La mayor contribución de la energía para la realización de la evapotranspiración, durante gran parte del día, se presentó en el verano donde fue empleado cerca del 30% de la energía con máximos iguales al 50% en las horas 7 y 19hs. En cambio, en invierno, con menor intercambio de vapor de agua entre la superficie y la atmósfera, entre un 70% y un 90% de la energía fue destinada para transferir calor sensible.

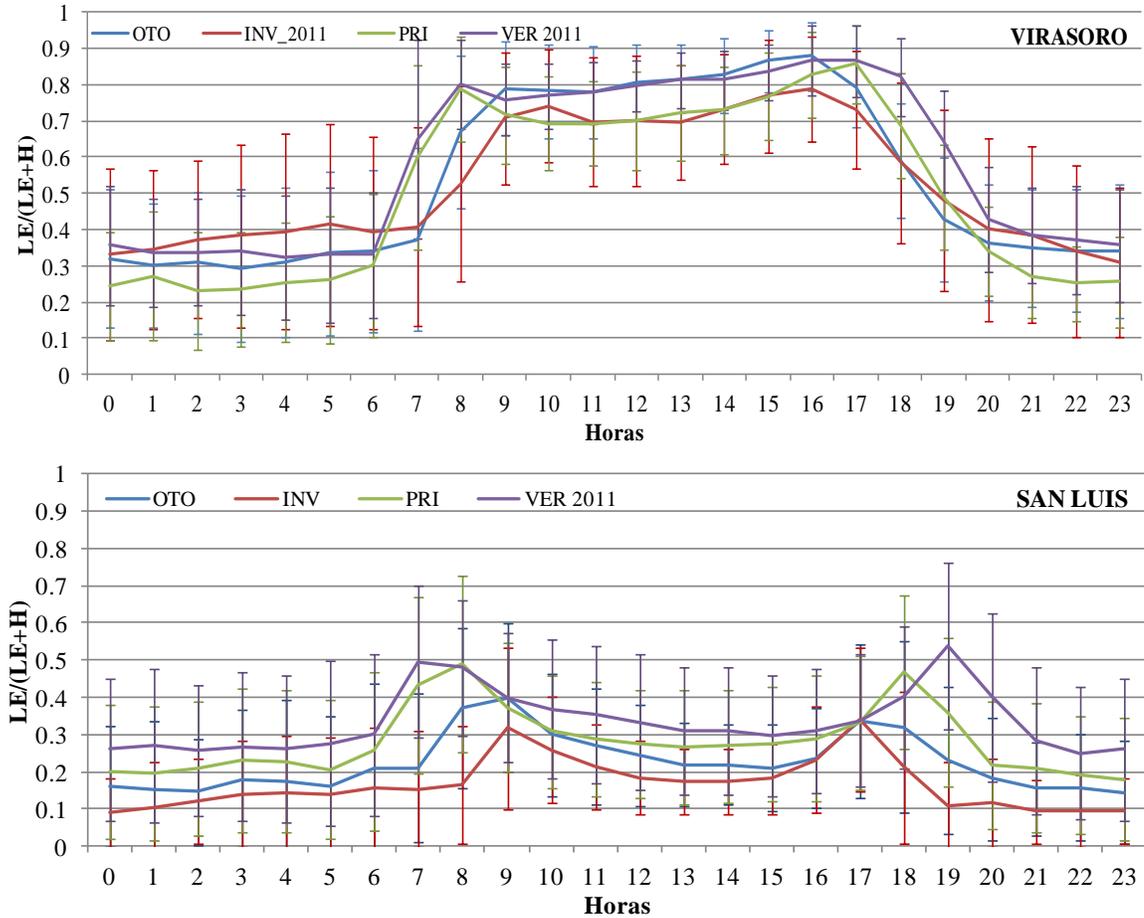


Figura 4.2.14: Valores horarios medios de la partición de energía por estación del año en Virasoro (arriba) y San Luis (abajo). Las barras corresponden a sus respectivos desvíos estándares.

4.2.2 Descripción de la variabilidad de los datos registrados por la plataforma móvil.

El vuelo se llevó a cabo en San Luis el día 18 de febrero de 2010 entre las 12 y las 13 hs, prevalecían las condiciones de cielo parcialmente nublado, con vientos del cuadrante Norte con una velocidad promedio de 6.8 m/s, sin lluvias y una temperatura promedio de 28.5°C. En primer lugar, se intentó calcular el área fuente (footprint) de las mediciones realizadas por los sensores instalados en el avión, sabiendo que los mismos proveen información sobre distintas variables meteorológicas y biológicas. Por problemas técnicos,

no se pudo contar con datos suficientes para su cálculo, entonces se consideró la opción de calcular la altura de la *Capa de Mezcla (CM)* (ecuaciones (3.2.2) y (3.2.3), *materiales y métodos*) con los datos registrados por la torre en San Luis y a partir de ella estimar la altura de la *Capa de Superficie (CS)*. Por teoría, las mediciones de distintas variables realizadas dentro de la *CS* se encuentran influenciadas por la superficie adyacente. Entre las 11 y las 14 hs la altura de la *CM* (Figura 4.2.15) fue superior a las 2500m dando origen a una *CS* igual a 250 m aprox. y siendo la altura máxima de vuelo igual a 128.2m se pudo inferir que las mediciones realizadas por la aeronave resultaron representativas del área de interés.

A partir del modelo propuesto para el cálculo de la *CM*, también fue posible calcular la altura de la Capa Mecánica y se observó que durante gran parte del día esta altura resultó igual a la altura de la *CM*, esto se asoció con la mayor turbulencia tanto de origen térmico como mecánico presente en ese día. Esta característica se pudo apreciar en los valores de u^* y calor sensible (Figura 4.2.16), los cuales alcanzaron valores superiores a 1 m/s y 400 W/m² respectivamente, durante el momento del vuelo.

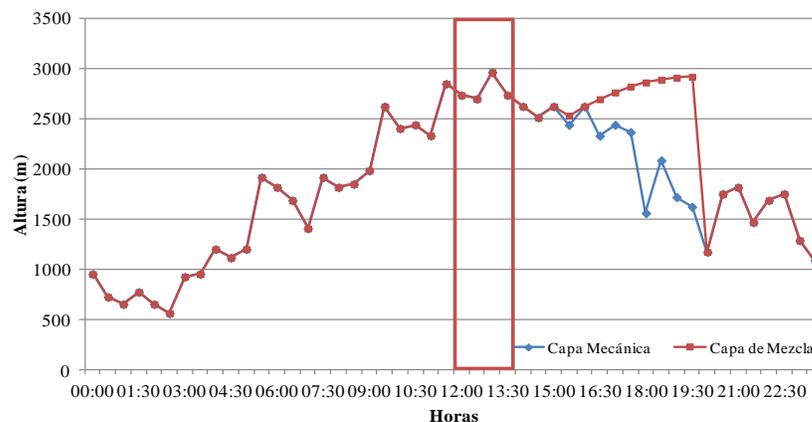


Figura 4.2.15: Altura de la Capa de Mezcla y de la Capa Mecánica calculadas con el modelo de Batchvarova- Gryning (1991) utilizando los datos registrados por los sensores colocados en la torre durante el día 18 de febrero de 2010.

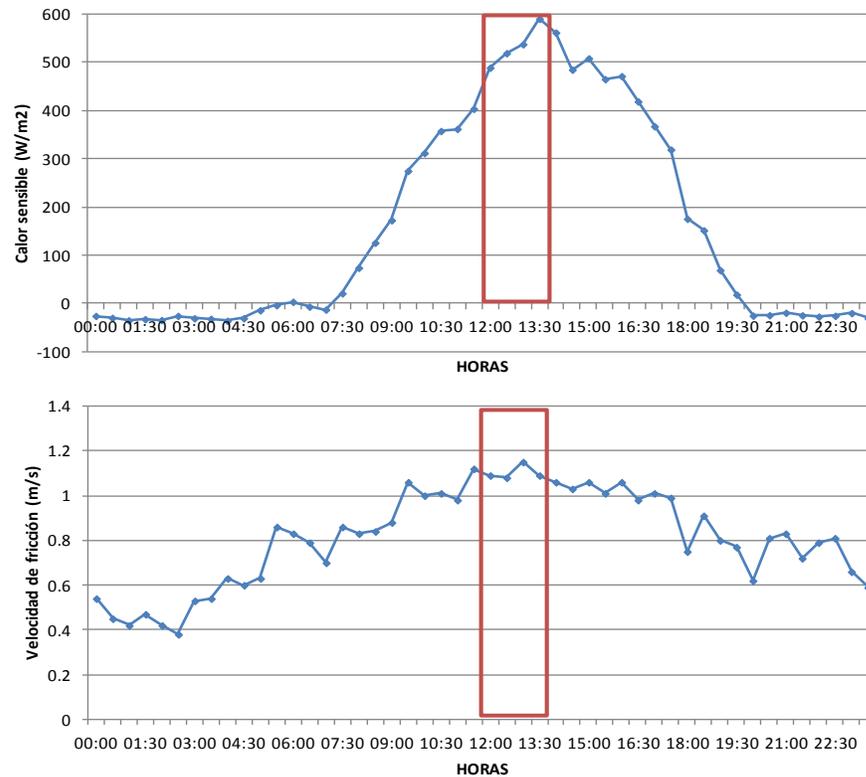


Figura 4.2.16: Valores de calor sensible (W/m^2) (arriba) y velocidad de fricción (m/s) registrados durante el día 18 de febrero de 2010.

A continuación se analizarán los valores de las concentraciones de CO_2 , temperatura del aire y humedad específica registrados por los sensores de la torre a 9m de altura y luego las mismas cantidades registradas por los sensores aerotransportados.

En la Figura 4.2.17 se muestran los valores de concentraciones de CO_2 , temperatura del aire y densidad de vapor de agua registrados en la torre durante el día 18 de febrero. Desde comienzo del día hasta las 7:00 hs los valores de concentración de CO_2 permanecieron aproximadamente constantes con valores que superaron levemente los 370 ppm, entre las 7:00 y las 14:00 hs dichos valores resultaron más variables y a partir de las 14hs experimentaron un aumento desde 370 a 382 ppm hacia el final del día. La temperatura del aire presentó un marcado ciclo diurno con una amplitud térmica igual a $10.0^{\circ}C$ y durante el momento del vuelo la misma varió entre 28.2 y $29.8^{\circ}C$. Por su parte, la

densidad de vapor de agua experimentó un incremento de sus valores hasta 16.6 g/kg, desde inicios del día hasta las 12:00hs, posteriormente se observó un disminución de los mismos hasta las 18:00hs.

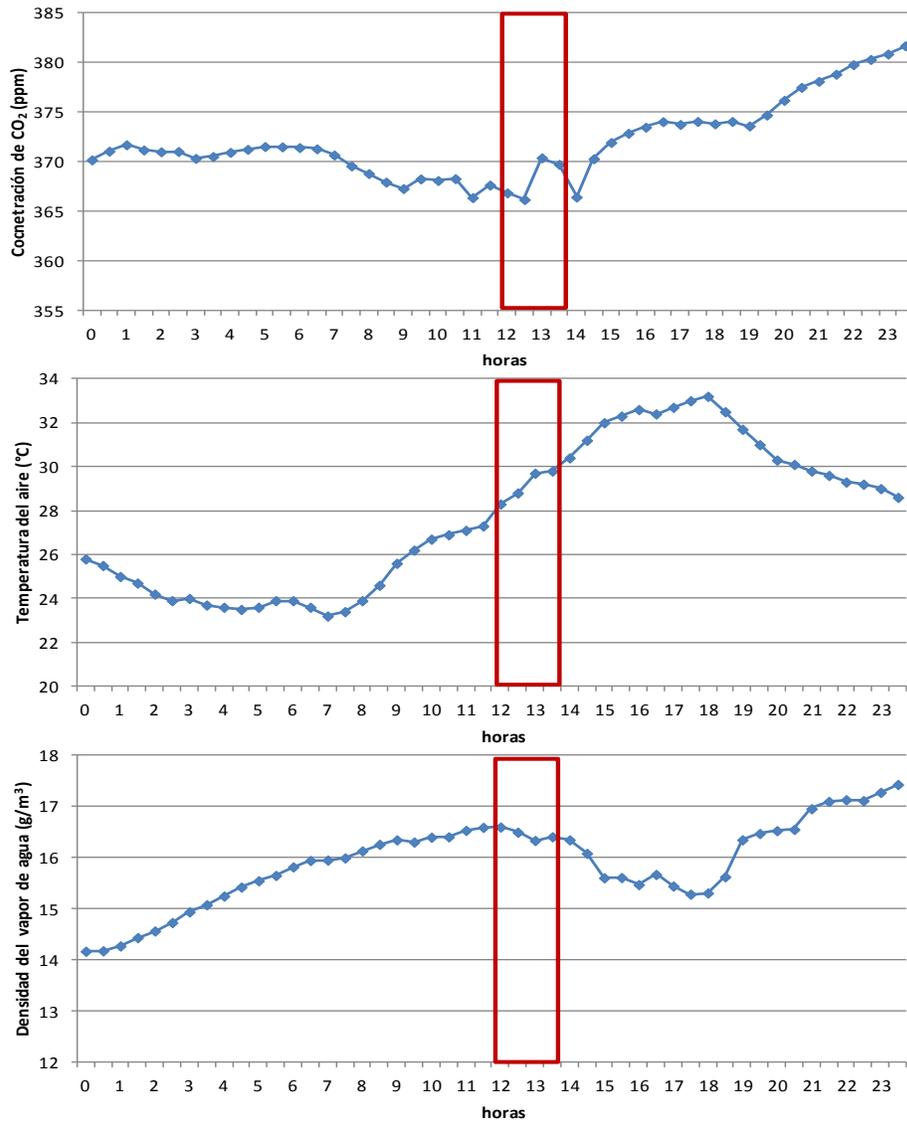


Figura 4.2.17: Patrones de concentración de CO₂ (ppm), temperatura del aire (°C) y densidad de vapor de agua (g/m³) registrados por los sensores en la torre de San Luis el día 18 de febrero de 2010. El rectángulo en rojo marca el momento del vuelo.

La Figura 4.2.19 muestra las variaciones verticales de los valores: de concentraciones de CO₂, temperatura del aire y humedad específica, registrados durante el

vuelo realizado entre las 12:00 y las 13:00 hs. Cada valor correspondió al promedio de los datos registrados a lo largo de una transecta horizontal (A-B) realizada a una altura aproximadamente constante (*Figura 4.2.18*), con lo cual se obtuvieron seis valores a alturas diferentes y en adición se muestra el rango de valores registrados por los sensores en la torre a 9m de altura.



Figura 4.2.18: Transectas de vuelo realizadas entre los puntos A y B, orientadas de Norte a Sur.

El perfil vertical de las concentración de CO_2 (*Figura 4.2.19 a*) mostró una mayor variación entre los 9 m de altura de la torre y las primeras alturas de vuelo (26.4 ± 1.3)m, a partir de la cual los valores permanecieron aproximadamente constantes con la altura. Durante el tiempo del vuelo, el valor de concentración de CO_2 registrado por los sensores en la torre fue igual a (368.3 ± 1.8) ppm, mientras que el dato registrado en las alturas más bajas de vuelo fue de (396.7 ± 1.8) ppm. Por su parte la temperatura del aire osciló entre los 28.0 y los 30.0 °C, observándose un perfil decreciente con la altura (*Figura 4.2.19 b*). La humedad específica mostró valores que permanecieron aproximadamente constantes e

iguales a $(13.8 \pm 0.05) \text{g/kg}$ a partir de los 25.1 m (Figura 4.2.19 c)). En superficie, los valores humedad específica resultaron más variables con un valor de $(16.5 \pm 0.1) \text{g/kg}$ a 9 m de altura.

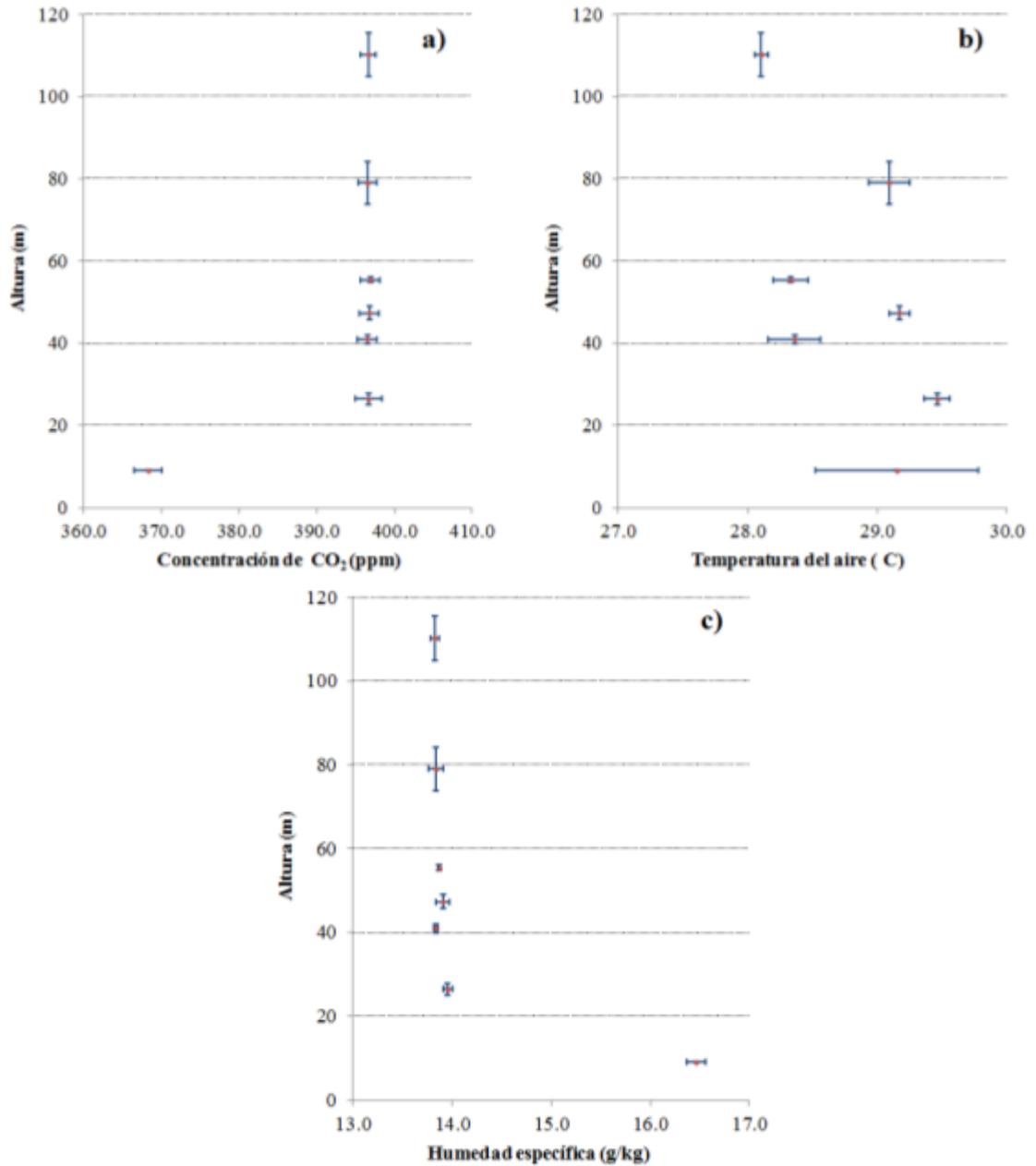


Figura 4.2.19: Perfiles verticales de las concentraciones de CO₂ (ppm,) (a), la temperatura del aire (°C) (b) y humedad específica (g/kg)(c) registrados por los sensores de la aeronave en seis alturas y el dato registrado en la torre en San Luis a 9m de altura. Las barras horizontales representan el desvío estandar de los valores y la barra vertical el desvío estandar de las alturas de vuelo.

4.3 ESTUDIOS EN SAN LUIS Y VIRASORO MEDIANTE EL EMPLEO DEL MODELO BRAMS.

En esta sección se mostrarán los resultados de las simulaciones realizadas con el modelo BRAMS, para estudios de casos correspondientes a los siguientes períodos: a) entre el 16 y el 20 de febrero de 2010 y b) entre el 20 y el 27 de julio de 2010, y su comparación con los datos observados en las torres micrometeorológicas de San Luis y Virasoro.

4.3.1 Descripción meteorológica de los periodos simulados

4.3.1.1 *Período entre el 16 y el 20 de febrero de 2010.*

En relación a las condiciones meteorológicas, al comienzo del período analizado (15 y 16 de febrero de 2010) se observa la entrada de un débil frente frío sobre el centro y sur del país, generando en la región de San Luis, vientos débiles con componente sur y sudeste. Acompañando este frente se observa la entrada de un sistema de altas presiones desde el Océano Pacífico por el sur de la Cordillera de los Andes (*Figura 4.3.1*). Durante el transcurso del día 17 el pasaje de otro sistema frontal afecta la región central y sur del país, acompañado de un eje de mínimas presiones en altura ubicado sobre el Océano Pacífico (*Figura 4.3.2*). A partir de las 12UTC (9 HOA) del día 18 se observó un incremento en la nubosidad sobre el área de estudio asociado a este eje de mínimas presiones que permanece semi-estacionado sobre la costa de Chile (*Figura 4.3.2 y Figura 4.3.3*). Hacia el final del periodo se observa el ingreso de un frente frío que originaría lluvias durante los días 20 y 21. Se registraron precipitaciones durante los días 17, 20 y 21, según los datos en la

estación meteorológica de San Luis perteneciente al SMN y en la estación automática ubicada en el sitio.

En cuanto a la situación meteorológica en el noreste del país, al principio del periodo analizado se observó abundante nubosidad y precipitaciones dado el pasaje de un sistema frontal entre los días 15 y 16 (*Figura 4.3.1* y *Figura 4.3.3*). Con el transcurso del tiempo el área se encontró influenciada por un sistema de bajas presiones centrado en (25°S, 60°W), este centro es típico de los meses de verano. Dicha configuración generó vientos débiles con componente norte sobre la provincia de Corrientes en presencia de una masa de aire relativamente cálida y cielos parcialmente nublados sin el registro de precipitaciones (*Figura 4.3.1* y *Figura 4.3.3*).

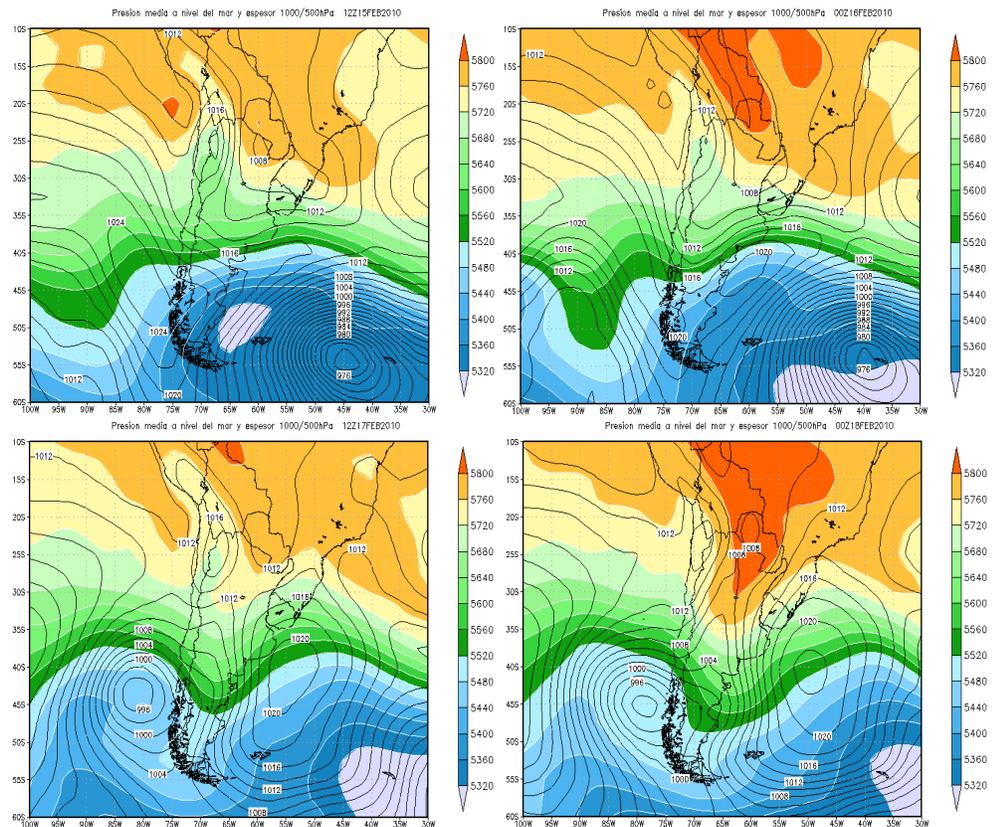


Figura 4.3.1: Campos de presión a nivel del mar (hPa) (líneas negras) y espesores 500/1000 hPa (mgp) (sombreados). Mapas obtenidos a partir de los reanálisis del NCEP.

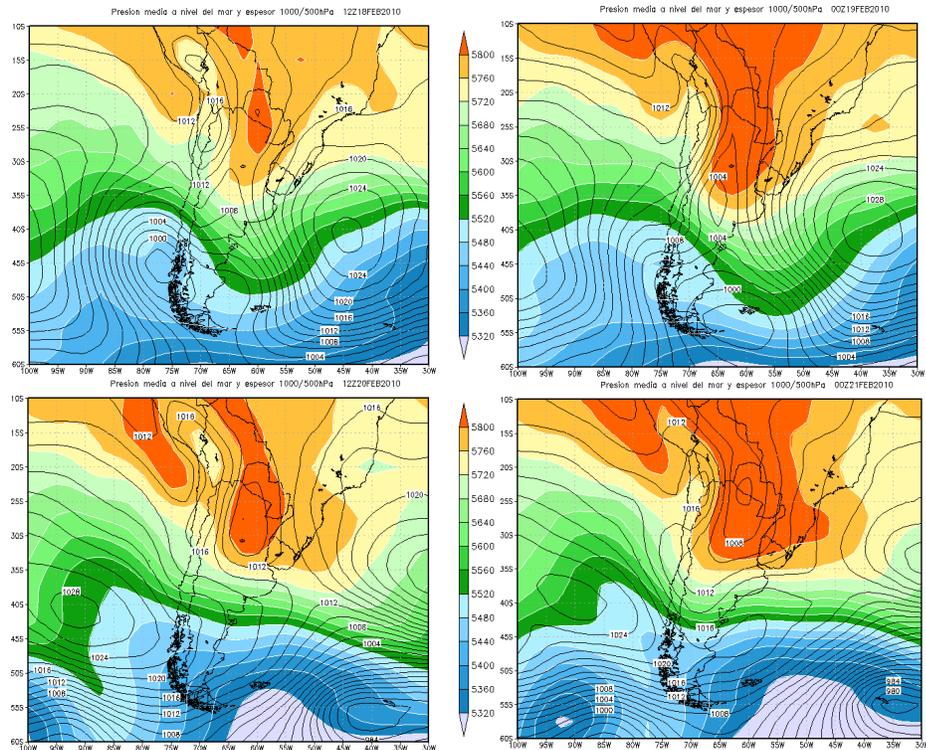


Figura 4.3.1 Continuación

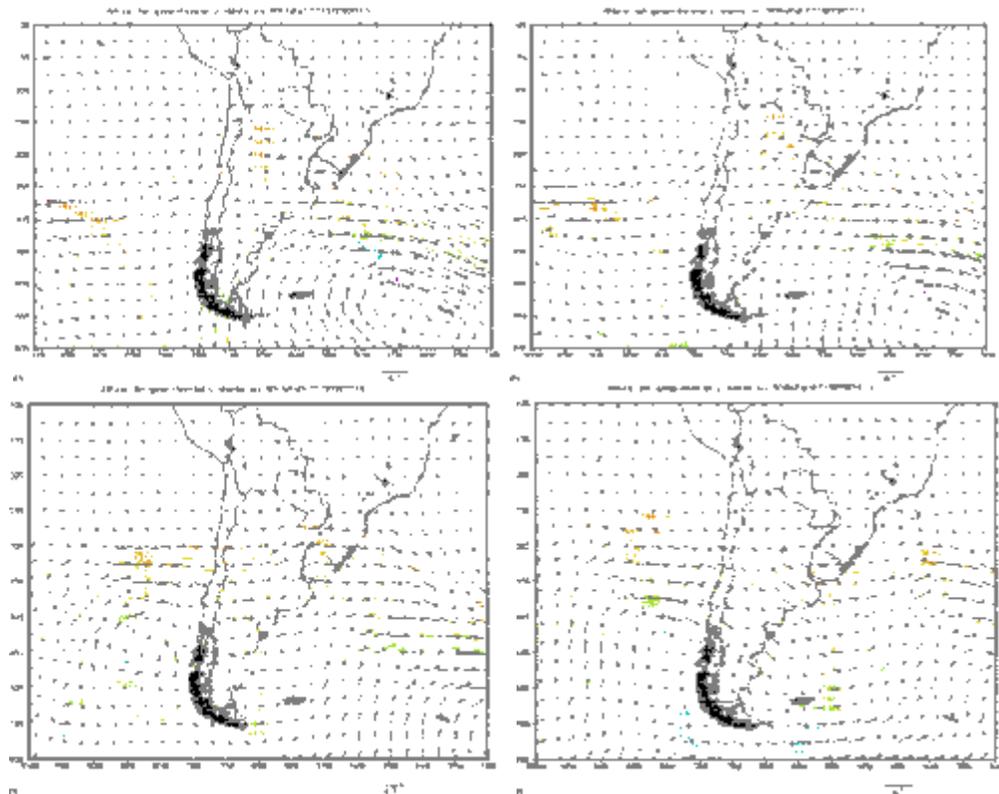


Figura 4.3.2: Campo de viento (m/s) (vectores) y altura geopotencial (mgp) (contornos) en 500 hPa. Mapas obtenidos a partir de los reanálisis del NCEP.

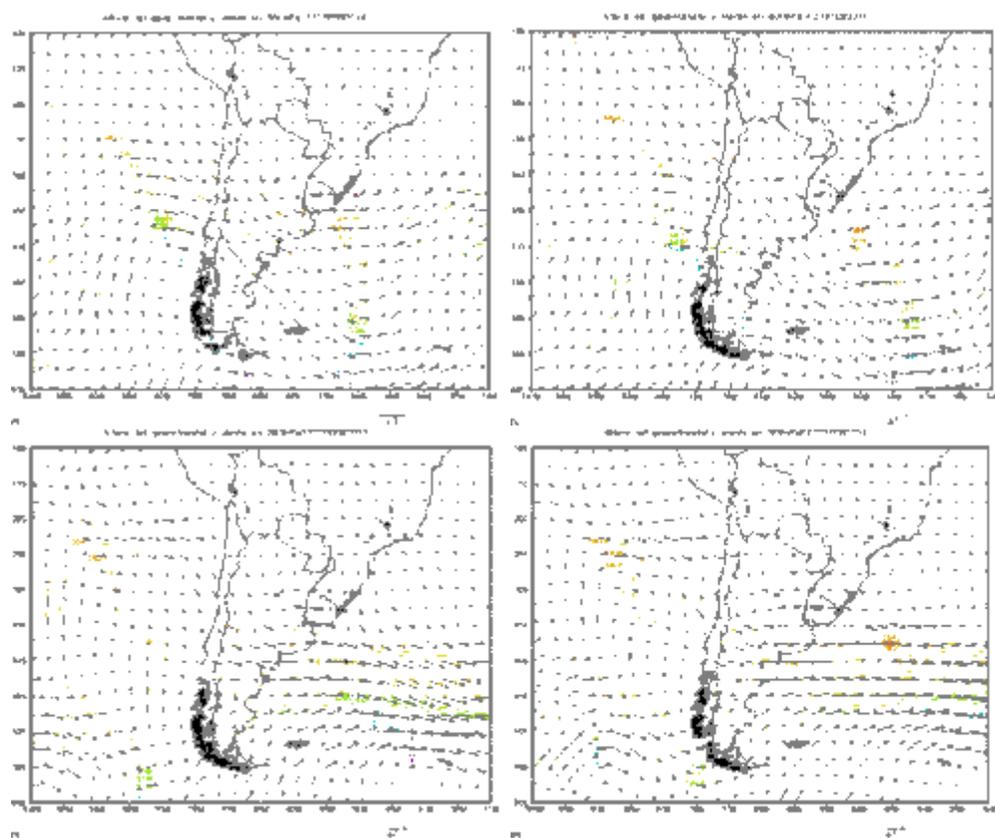


Figura 4.3.2: Continuación.

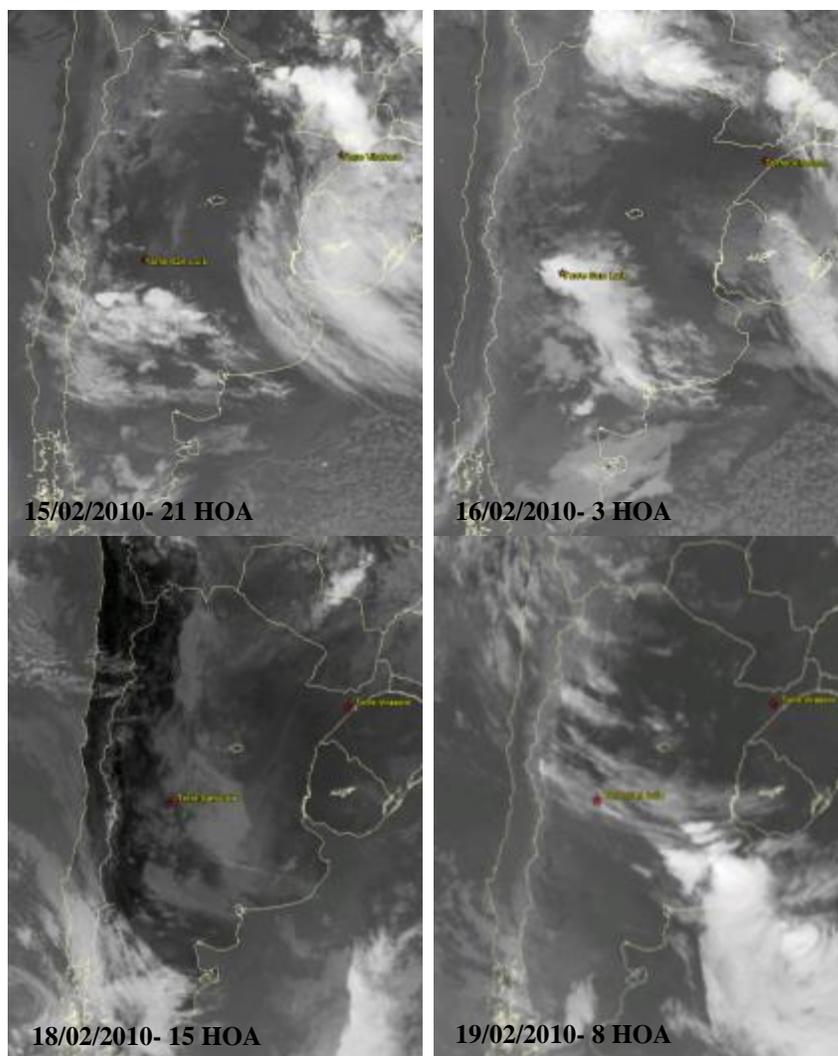


Figura 4.3.3: Imagen satelital infrarroja (GOES12) de los días 15, 18 y 19 de febrero de 2010. Fuente: INPE-CPTEC.

4.3.1.2 *Período entre el 20 y el 27 de julio de 2010.*

Las condiciones meteorológicas reinantes en este periodo de estudio se describen a continuación. A comienzos del periodo, un frente frío avanzó sobre la región central y norte del país como se observa en las cartas de superficie de presión a nivel del mar acompañado por un eje de mínimas presiones extendido meridionalmente a lo largo de todo el país (Figura 4.3.4 y Figura 4.3.5). El área de estudio en San Luis estuvo dominada por viento

del sector sur sin registrarse lluvias, mientras que el área ubicada en Corrientes se observó una rotación del viento desde el sector norte al sur con la llegada del frente observándose algunas precipitaciones entre las primeras horas del día 21 hasta el 22.

Posteriormente la entrada de un sistema de alta presión provocó viento leve de direcciones variables en la zona de San Luis durante el día 23. Hacia el día 24 de julio de 2010 se observa que el frente frío que había ingresado en días previos se estacionó sobre el sur de Brasil. El posicionamiento de dicho frente junto a un nuevo eje de mínimas presiones que comenzó a ingresar al norte de Argentina durante la madrugada y mañana del día 24 posibilita la formación de un sistema de baja presión sobre Uruguay reforzando la entrada de aire frío debido a los vientos de componente sur sobre las provincias del centro y norte de Argentina (*Figura 4.3.4 y Figura 4.3.5*). El desarrollo de este sistema y el movimiento del sistema frontal provocó cielos nublados con precipitaciones sobre el área de Corrientes y vientos entre leves y moderados del sur entre el día 25 y comienzos del día 26. Hacia el final del periodo analizado se observa la entrada del centro de altas presiones post-frontal sobre el centro y norte del país con vientos leves y cielos despejados (*Figura 4.3.4 y Figura 4.3.6*).

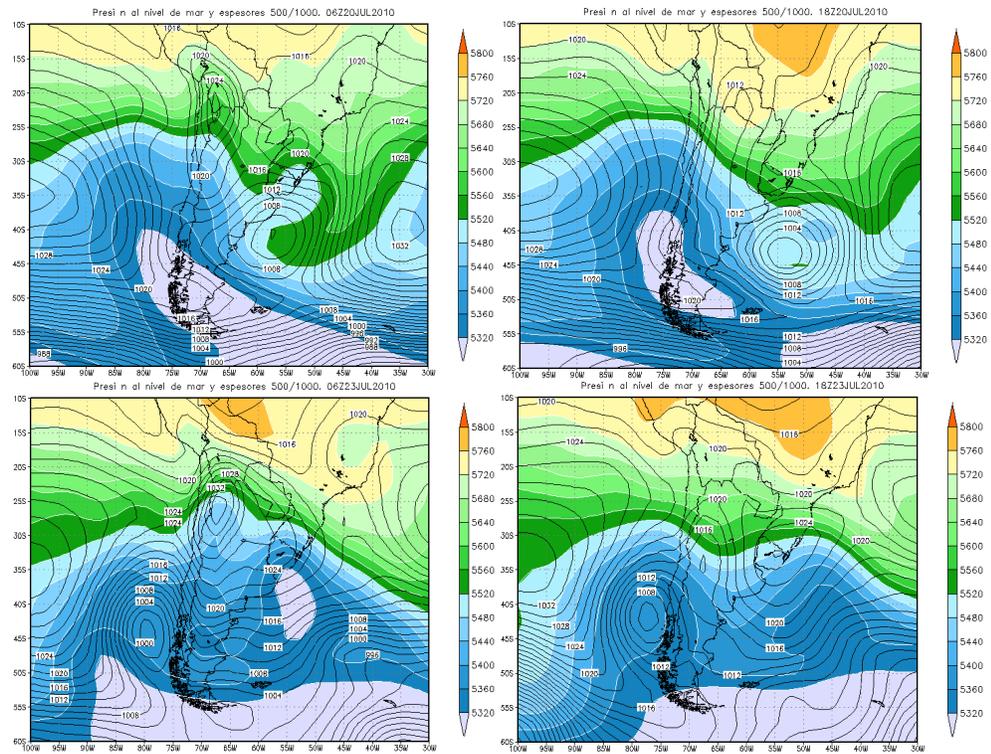


Figura 4.3.4: Campos de presión a nivel del mar (hPa) (líneas negras) y espesores 500/1000 hPa (mgp) (contornos sombreados). Mapas obtenidos a partir de los reanálisis del NCEP.

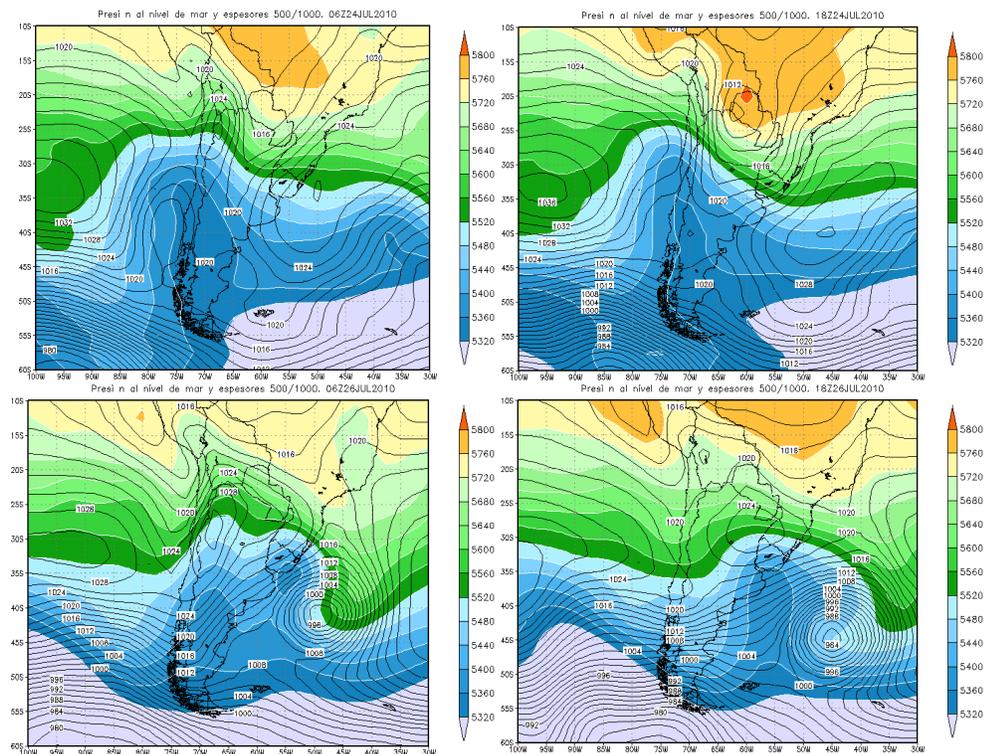


Figura 4.3.4: Continuación.

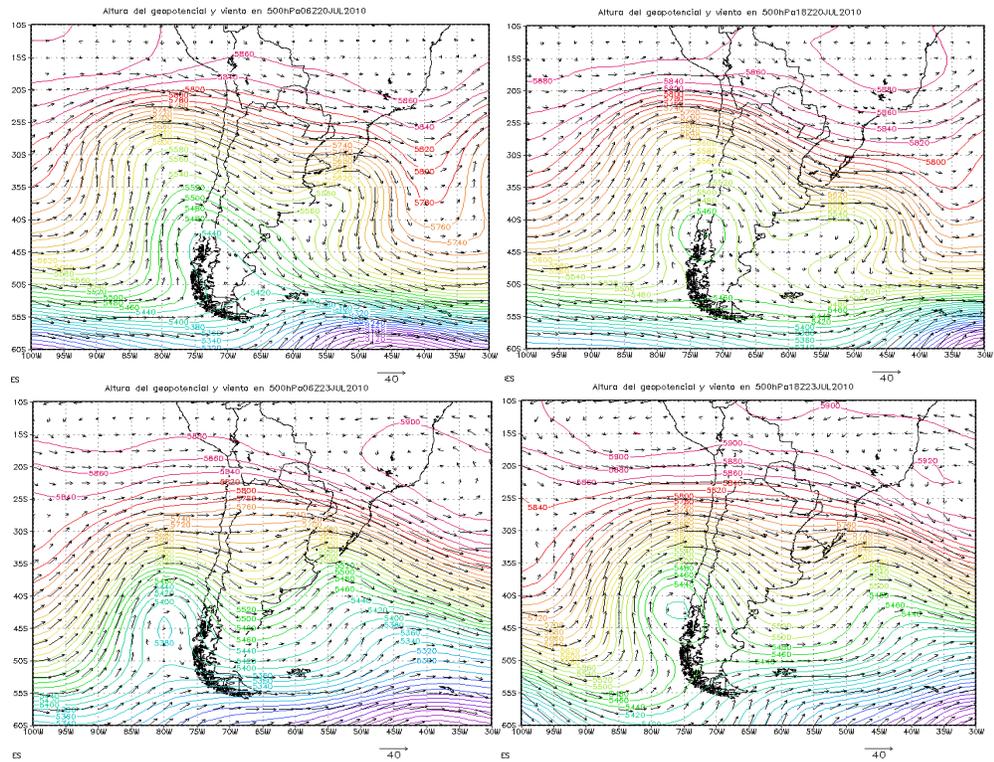


Figura 4.3.5: Campo de viento (m/s) (vectores) y altura geopotencial (mgp) (contornos) en 500 hPa. Mapas obtenidos a partir de los reanálisis del NCEP.

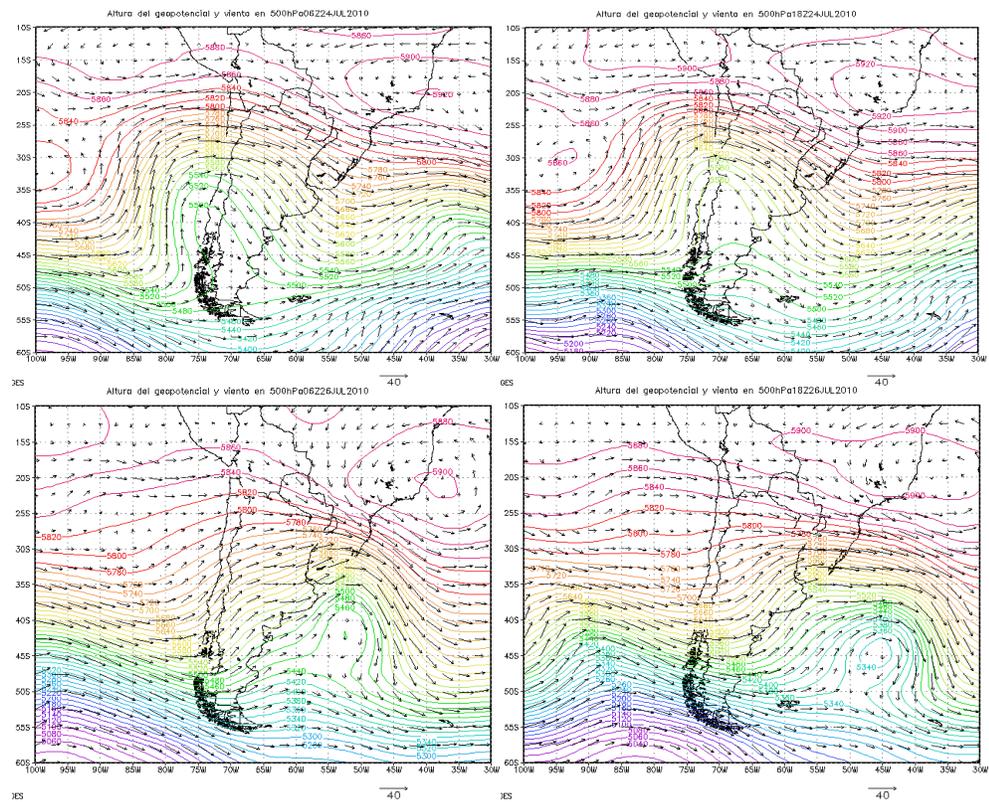


Figura 4.3.5: Continuación

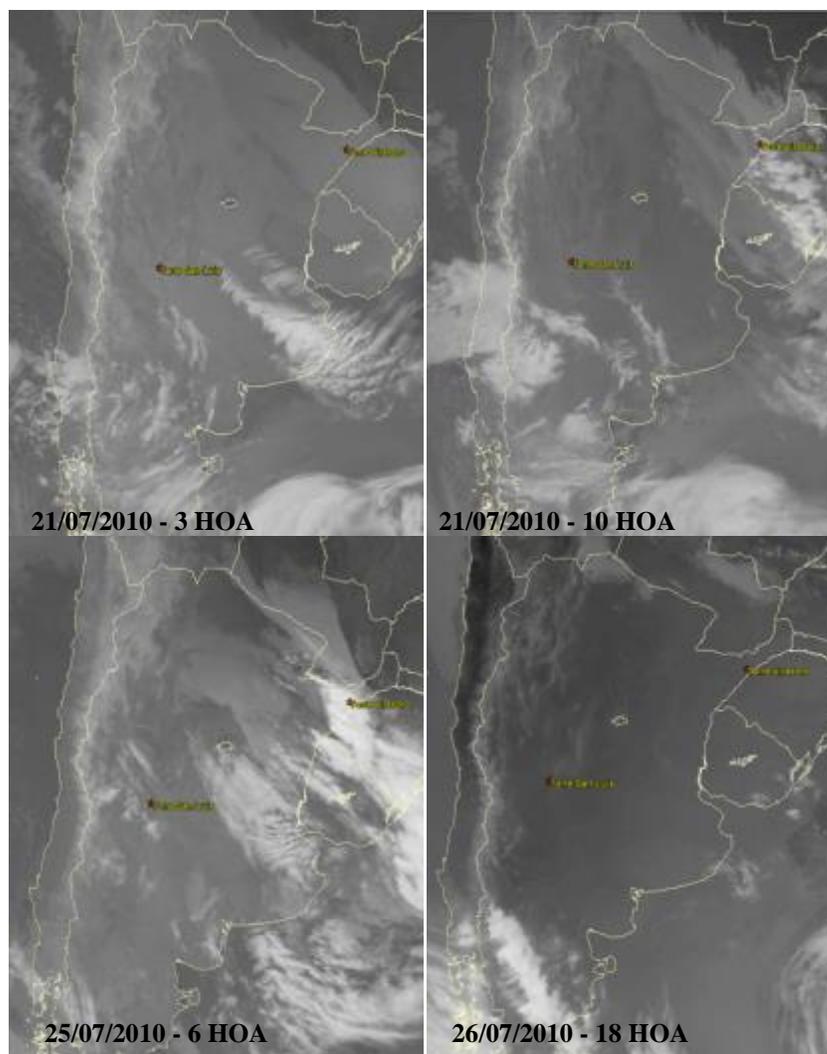


Figura 4.3.6: Imagen satelital infrarroja (GOES12) de los días 21, 25 y 26 de julio de 2010. Fuente: INPE-CPTEC.

4.3.2 Condiciones observadas y simuladas en San Luis

4.3.2.1 Temperatura del aire

La Figura 4.3.7 muestra las series temporales observadas y simuladas de la temperatura del aire en San Luis durante los periodos de febrero y julio. La temperatura del aire simulada por el modelo durante el *periodo 1*, representó razonablemente bien el ciclo

diurno sin embargo los valores máximos fueron sobreestimados. Estas sobreestimaciones fueron mayores a partir del segundo día de la simulación, con diferencias entre 6 y 10°C. En el *periodo 2*, la capacidad del modelo en simular los valores observados fue bastante mejor, capturando razonablemente bien tanto la variabilidad diurna como los valores de temperatura, a excepción del último intervalo en el cual los valores fueron subestimados hasta en 4°C en el momento de máximas temperaturas.

Cabe aclarar que si bien los *periodos 2 y 3* se solapan entre las 00UTC del 24/7/2010 y las 00UTC del 25/7/2010, los valores simulados de temperatura no son exactamente iguales ya que están influenciados numéricamente por el tiempo de estabilización del modelo en cada corrida.

Finalmente en el *periodo 3*, el ciclo diurno fue representado por el modelo pero los valores de máxima temperatura fueron subestimados hasta en 6°C y los valores mínimos sobrestimados hasta en 4°C.

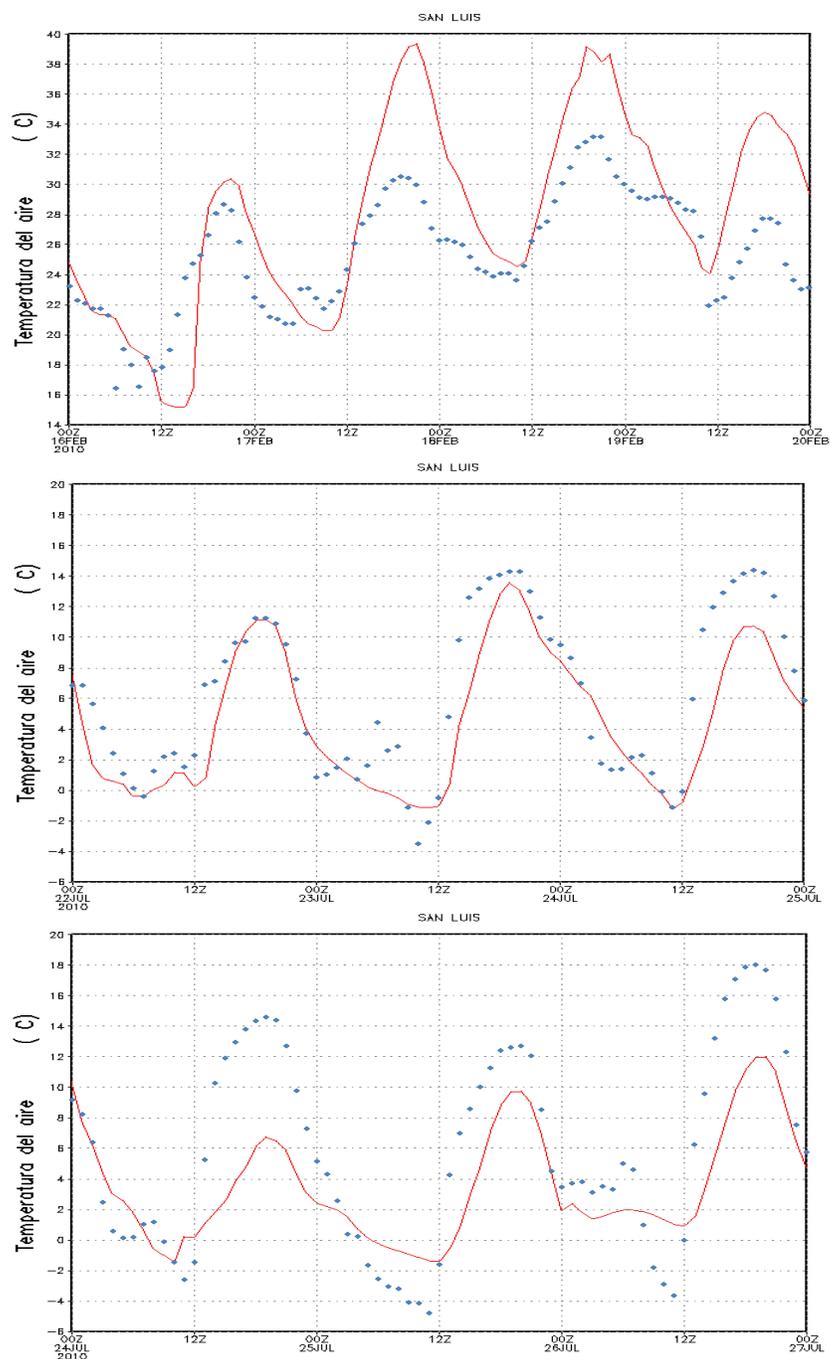


Figura 4.3.7: Comparación entre la temperatura del aire (°C) observada (puntos azules) y modelada (línea roja) en el sitio ubicado en San Luis, durante el periodo 1: 16 al 20 de febrero de 2010, periodo 2: 22 al 25 de julio de 2010 y periodo 3: 24 al 27 de julio de 2010, respectivamente. En el eje horizontal la sigla Z es equivalente a la sigla UTC.

4.3.2.2 *Flujos de calor latente y sensible*

En la *Figura 4.3.8* se muestran las variaciones diarias de los flujos de calor latente y sensible simulados y observados durante los tres periodos analizados.

En el *periodo 1*, en términos generales, tanto la marcha diaria como los valores del flujo de calor sensible fueron bastante bien reproducidos por el modelo no así en el caso de los valores del flujo de calor latente. Por su parte, los resultados del modelo para el flujo de calor latente fueron inferiores a los valores observados, especialmente entre las 12 y las 20 UTC. En el final del periodo simulado el modelo resultó menos eficiente en reproducir los valores de ambos flujos. Se observa en particular, una sobreestimación de los valores de flujos de calor sensible igual a 400 W/m^2 .

En los *periodos 2 y 3* la variabilidad diaria fue más irregular que la observada en el periodo de febrero, tanto en los valores observados como en los simulados. En estos periodos se produjo una sobreestimación de los valores del flujo de calor latente, especialmente en las horas diurnas con diferencias que alcanzan los 120 W/m^2 . En cuanto al flujo de calor sensible se encontró una subestimación de los valores positivos, a excepción de las últimas 24hs de integración en el *periodo 2*.

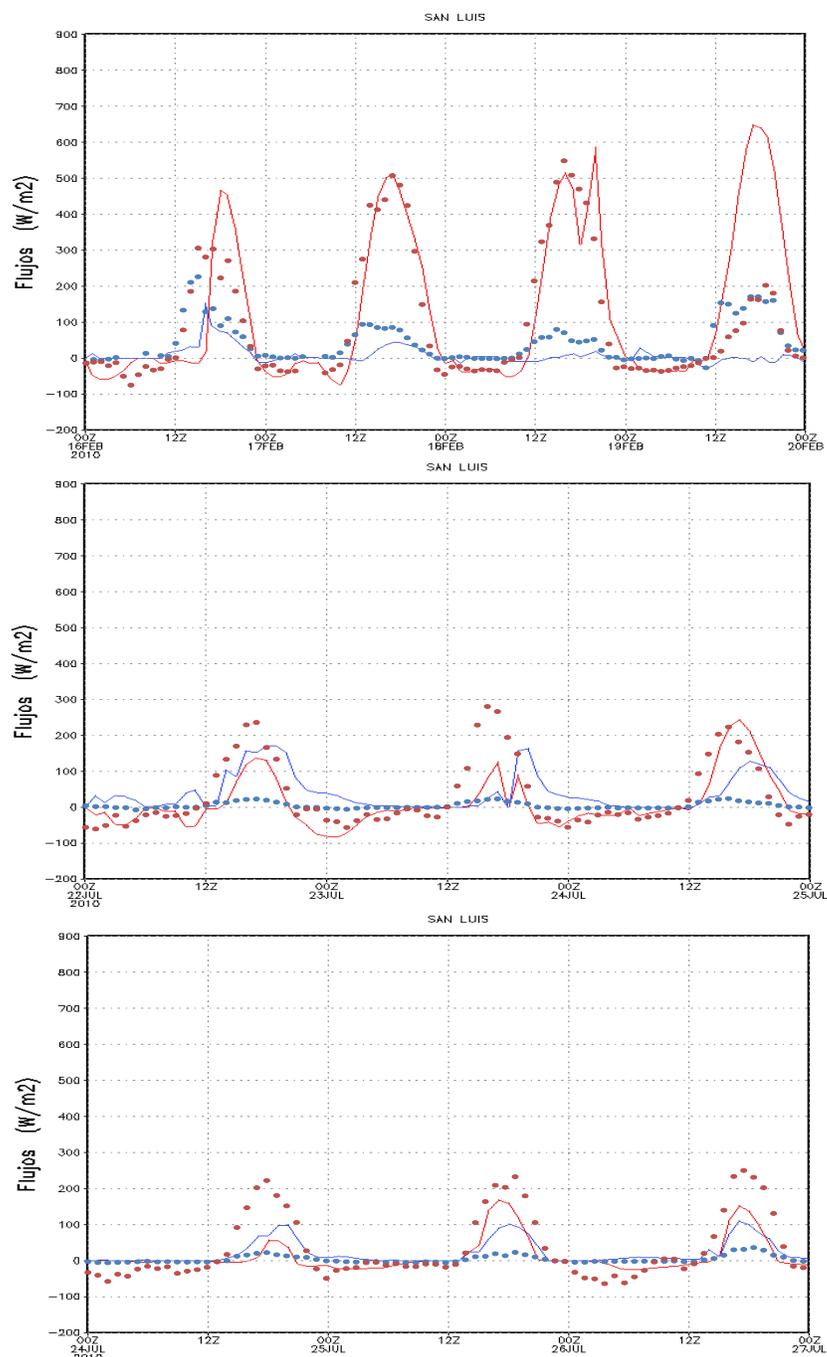


Figura 4.3.8: Comparación entre los flujos (W/m^2) de calor sensible (líneas y puntos rojos) y calor latente (líneas y punto azules) medidos y modelados en el sitio ubicado en San Luis, durante el periodo 1: 16 al 20 de febrero de 2010, periodo 2: 22 al 25 de julio de 2010 y periodo 3: 24 al 27 de julio de 2010, respectivamente. En el eje horizontal la sigla Z es equivalente a la sigla UTC.

4.3.2.3 *Radiación Neta*

La radiación neta fue estimada a partir de los valores de radiación de onda larga entrante y saliente de la superficie terrestre, radiación de onda corta y albedo, calculados por el BRAMS mediante la parametrización de radiación propuesta por Chen y Cotton (1983). En este caso, los valores simulados presentaron concordancia con los observados (*Figura 4.3.9*). Sin embargo, se observó en las últimas 12 horas del *periodo 1* una sobreestimación de los valores medidos y una subestimación de los valores en las primeras horas del *periodo 3*. Con lo cual, a excepción de estos dos momentos, el modelo supo reproducir la variabilidad diaria de los valores de radiación neta. Durante los *periodos 2* y *3*, se encuentra mayor error relativo del modelo en la radiación neta durante las horas de pérdida radiativa.

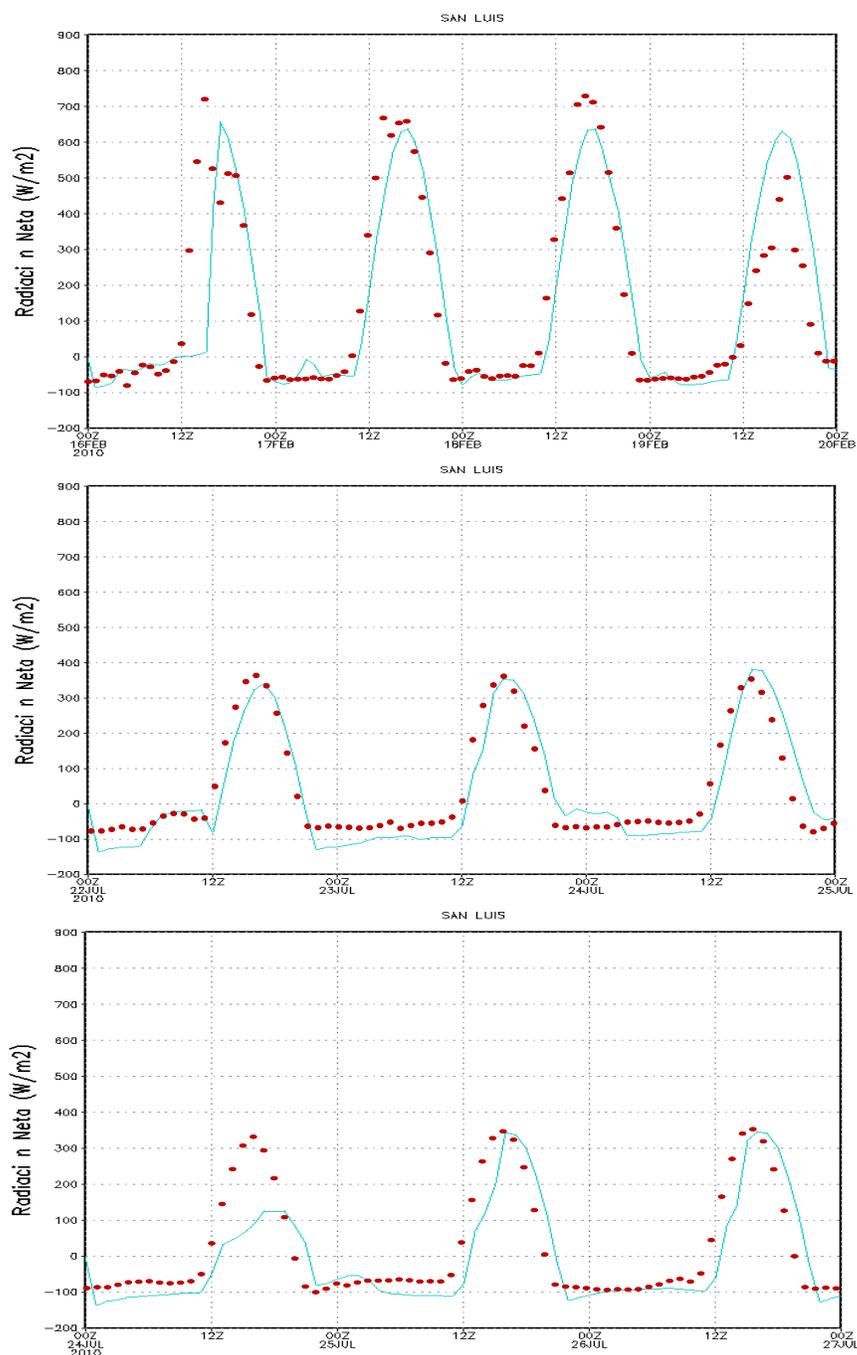


Figura 4.3.9: Comparación entre los valores de radiación neta (W/m^2) medidos (puntos rojos) y modelados (línea llena celeste) en el sitio ubicado en San Luis, durante el periodo 1: 16 al 20 de febrero de 2010, periodo 2: 22 al 25 de julio de 2010 y periodo 3: 24 al 27 de julio de 2010, respectivamente. En el eje horizontal la sigla Z es equivalente a la sigla UTC.

4.3.2.4 *Velocidad del viento*

En la *Figura 4.3.10* se muestra la comparación entre los datos observados y los simulados de la velocidad del viento en la torre de San Luis. Se consideró la velocidad del viento estimada por el modelo a una altura de 10m y la observada en la torre micrometeorológica a 9m de altura. Durante el *periodo 1* se puede apreciar que los datos obtenidos con el modelo presentaron mayores oscilaciones a escala diaria, con velocidades máximas y mínimas que no concuerdan con los datos observados. Sin embargo, se observa que hasta las 12UTC del día 18 de febrero el ciclo diurno es, en general, reproducido razonablemente. Durante los *periodos* dentro del mes de julio, la velocidad del viento registrada por los sensores y la simulada por el modelo ha sido menor a la del periodo cálido. En general, el rango de variabilidad se mantuvo entre los 0 y 4 m/s y no se ha observado un patrón diurno definido. En ciertos intervalos, el modelo ha sobrestimado la velocidad en aproximadamente 2m/s.

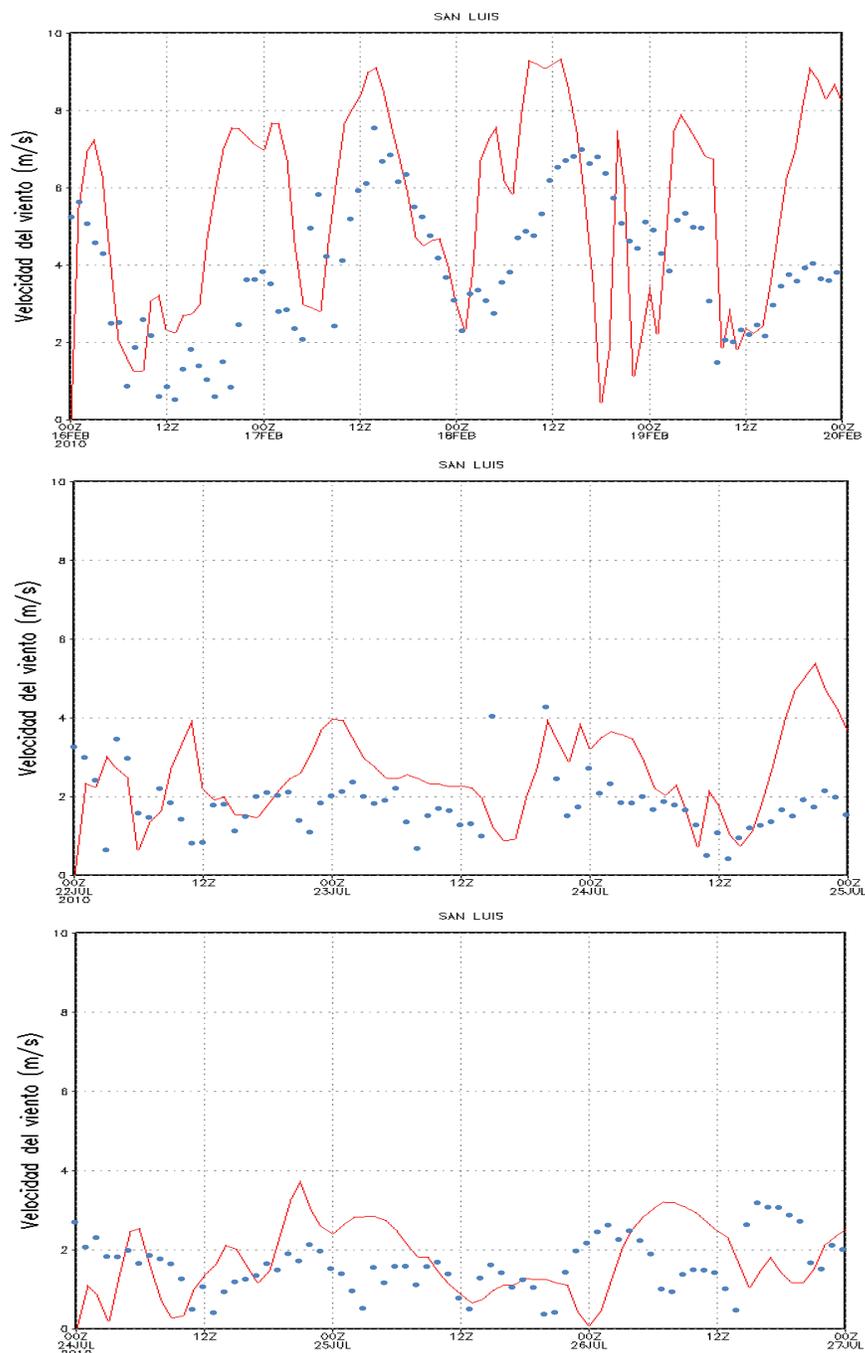


Figura 4.3.10: Comparación entre los valores de velocidad horizontal del viento (m/s) medidos a 9m de altura (puntos azules) y estimados a 10m de altura (línea llena roja) en el sitio ubicado en San Luis, durante el periodo 1: 16 al 20 de febrero de 2010, periodo 2: 22 al 25 de julio de 2010 y periodo 3: 24 al 27 de julio de 2010, respectivamente. En el eje horizontal la sigla Z es equivalente a la sigla UTC.

4.3.2.5 Perfiles verticales de temperatura del aire, relación de mezcla y humedad relativa

Los datos en altura registrados por los sensores montados en la aeronave Sky Arrow durante el día 18/2/2010 sobre el bosque seco nativo, fueron comparados con los datos simulados en los primeros niveles del modelo. En la *Figura 4.3.11* se muestra la variación vertical de la temperatura del aire, la humedad específica y la humedad relativa. El avión voló a 6 alturas aproximadamente constantes por debajo de los 150m y este rango de distancias en la vertical correspondió a 3 niveles del modelo.

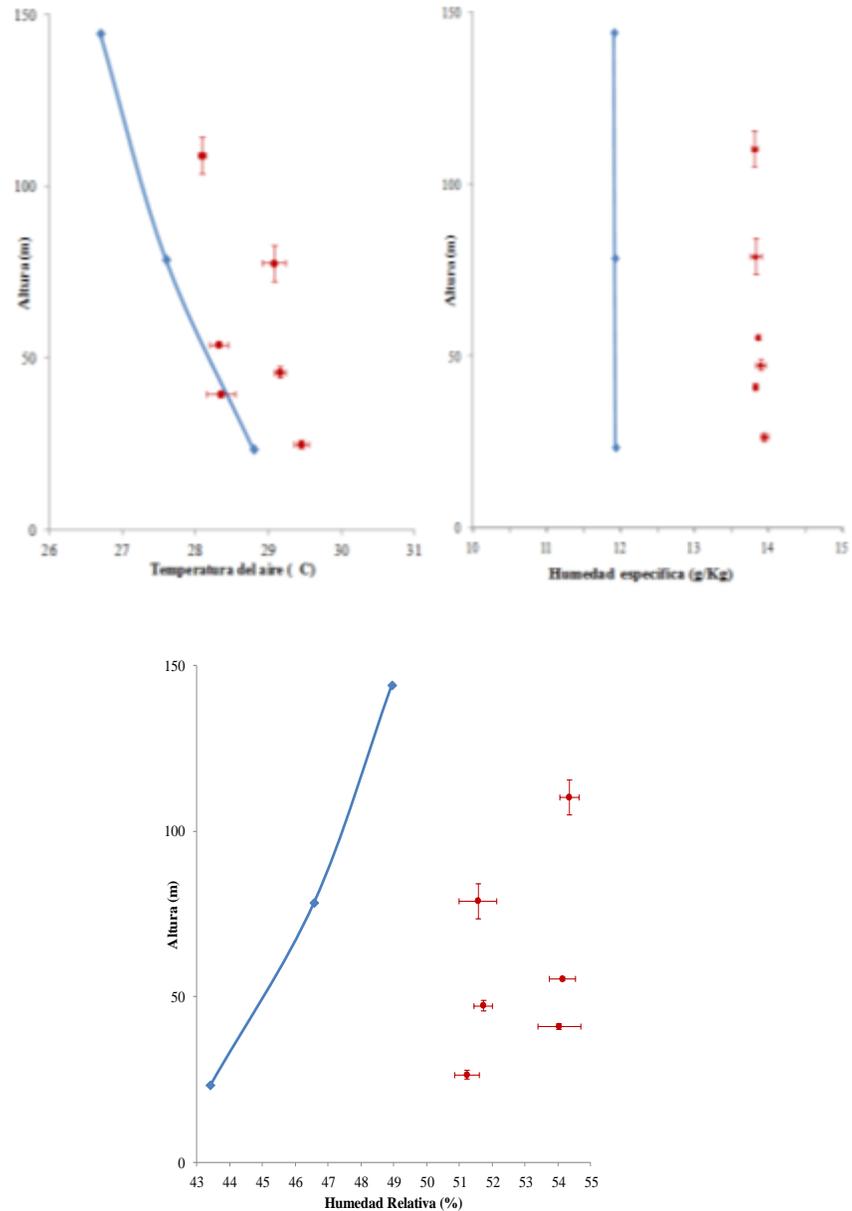


Figura 4.3.11: Comparación entre los valores de temperatura del aire ($^{\circ}\text{C}$), Relación de mezcla (g/kg) y humedad relativa (%), registrados por los sensores a bordo de la aeronave durante el vuelo realizado el 18/2/2010 (puntos rojos) y los datos simulados en los primeros niveles del modelo (líneas azules). Las barras en los datos observados corresponden al desvío estándar de la altura de vuelo y de la variable medida.

Con respecto a la temperatura del aire (Figura 4.3.11 a)) el modelo acordó con las observaciones, con una diferencia de hasta 1°C . La humedad específica simulada fue 2 g/kg menor a la registrada por los sensores de la aeronave, pero tanto en los datos observados

como simulados el perfil fue homogéneo con la altura (*Figura 4.3.11 b*). Al igual que en el caso de la humedad específica, los valores de la humedad relativa simulada fueron menores a los valores observados (*Figura 4.3.11 c*).

4.3.3 Condiciones observadas y simuladas en Virasoro

4.3.3.1 *Temperatura del aire*

Los datos registrados en la torre de Virasoro a 18m de altura se compararon con los valores modelados durante los períodos mencionados anteriormente. En la *Figura 4.3.12* se comparan los valores de la temperatura del aire en el primer nivel del modelo con la temperatura registrada por los sensores. En la primera mitad del *periodo 1*, la variabilidad de la temperatura del aire observada fue bien reproducida, no así en la segunda mitad del periodo en la cual resultó subestimada, especialmente los valores mínimos, variando esta diferencia entre 6 y 8°C. En el *periodo 2*, la amplitud diaria en las primeras 48hs tuvo un acuerdo con los valores observados pero los valores encontrados entre las 00UTC y las 12 UTC del 24/7 fueron subestimados hasta en 7°C. Para el *periodo 3* el desempeño del modelo resultó bastante ineficiente, especialmente durante los días 24 y 25 en los cuales se registró precipitación según datos de la estación meteorológica automática más cercana a la torre, la cual no fue capturada por el modelo.

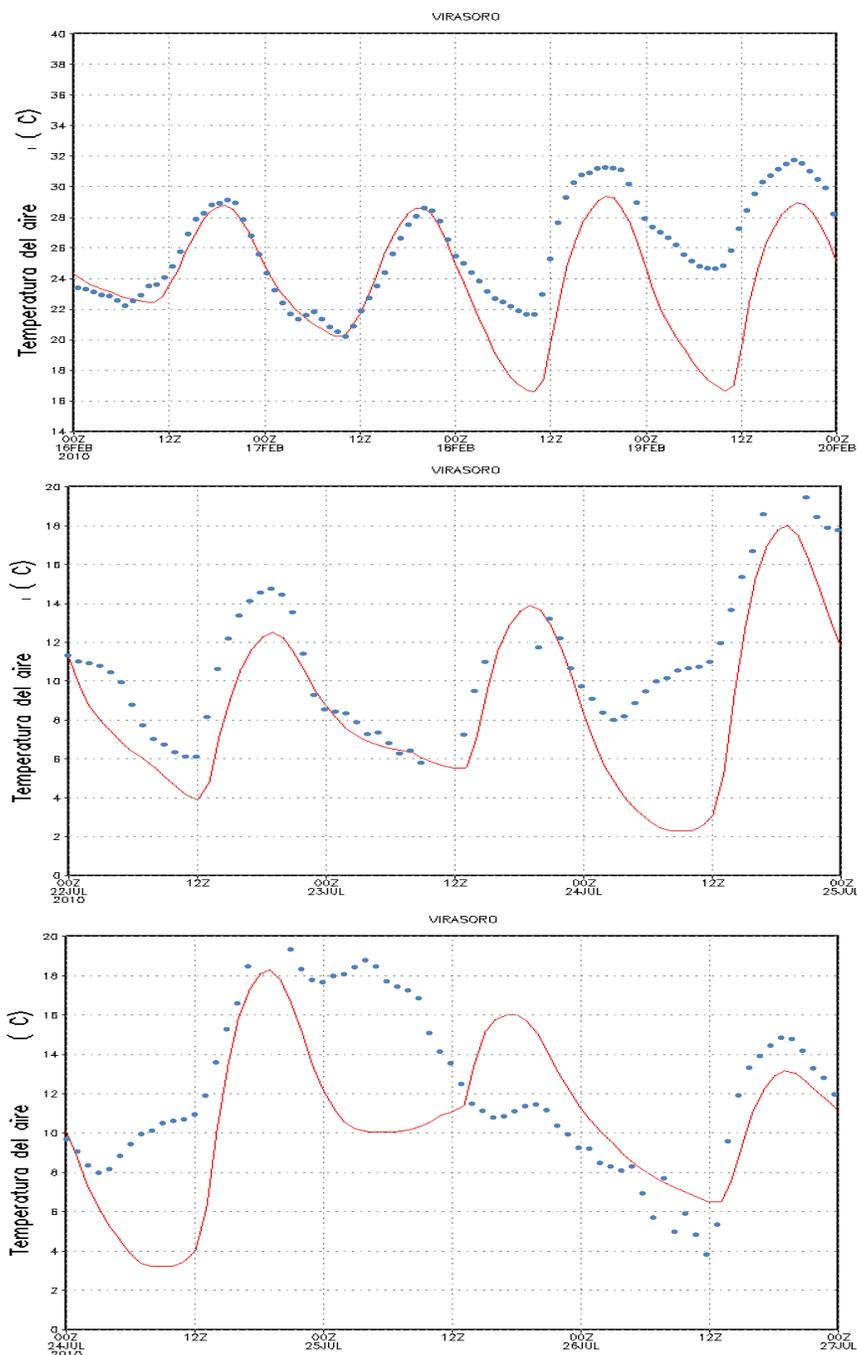


Figura 4.3.12: Comparación entre la temperatura del aire ($^{\circ}\text{C}$) observada (puntos azules) y modelada (líneas rojas) en el sitio ubicado en Virasoro, durante el periodo 1: 16 al 20 de febrero de 2010, periodo 2: 22 al 25 de julio de 2010 y periodo 3: 24 al 27 de julio de 2010, respectivamente. En el eje horizontal la sigla Z es equivalente a la sigla UTC.

4.3.3.2 *Flujos de calor latente y sensible*

En cuanto a los valores de flujos de calor sensible (*Figura 4.3.13*), el modelo supo capturar la variabilidad diaria, con una sobreestimación en la primera mitad del *periodo 1*. Para el mismo periodo, los flujos de calor latente fueron sobreestimados hasta en 300 W/m^2 en los momentos de máxima transferencia turbulenta de calor (entre 13 y 18 UTC). En el *periodo 2*, los valores simulados estuvieron acordes a los valores observados, inclusive se reproduce la caída en los flujos observados en el segundo día, después de las 12UTC. Finalmente en el *periodo 3*, se observó una sobreestimación de los valores máximos de flujos de calor latente y sensible en los primeros dos días simulados. En los periodos 2 y 3 se observa también un desfase entre las marchas diarias observadas y modeladas, con un retraso en estas últimas.

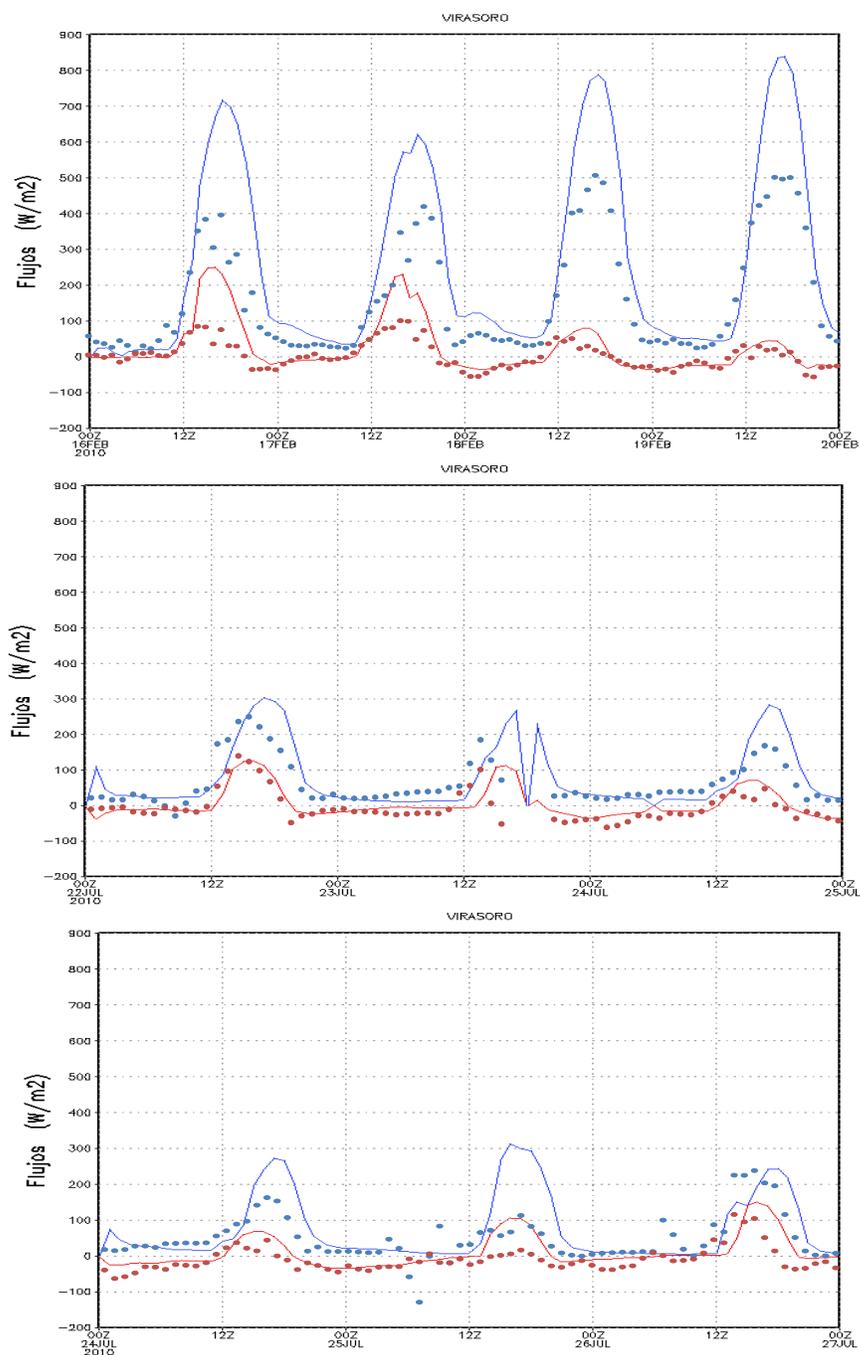


Figura 4.3.13: Comparación entre los flujos (W/m^2) de calor sensible (líneas y puntos rojos) y calor latente (líneas y punto azules) medidos y modelados en el sitio ubicado en Virasoro, durante el periodo 1: 16 al 20 de febrero de 2010, periodo 2: 22 al 25 de julio de 2010 y periodo 3: 24 al 27 de julio de 2010, respectivamente. En el eje horizontal la sigla Z es equivalente a la sigla UTC.

4.3.3.3 *Radiación Neta*

La radiación neta (*Figura 4.3.14*) fue razonablemente bien simulada por el modelo en todos los periodos a excepción del *periodo 3* en el cual se observaron valores sobreestimados durante el día 25, también persisten las diferencias en todos los periodos en las horas de pérdida neta radiativa.

4.3.3.4 *Velocidad del viento*

El modelo tuvo, en general, un desempeño satisfactorio cuando se compararon los valores de la velocidad horizontal simulados para el primer nivel del modelo y los observados a 18m de altura, reproduciendo las oscilaciones diarias observadas, especialmente en el *periodo 1* (*Figura 4.3.15*).

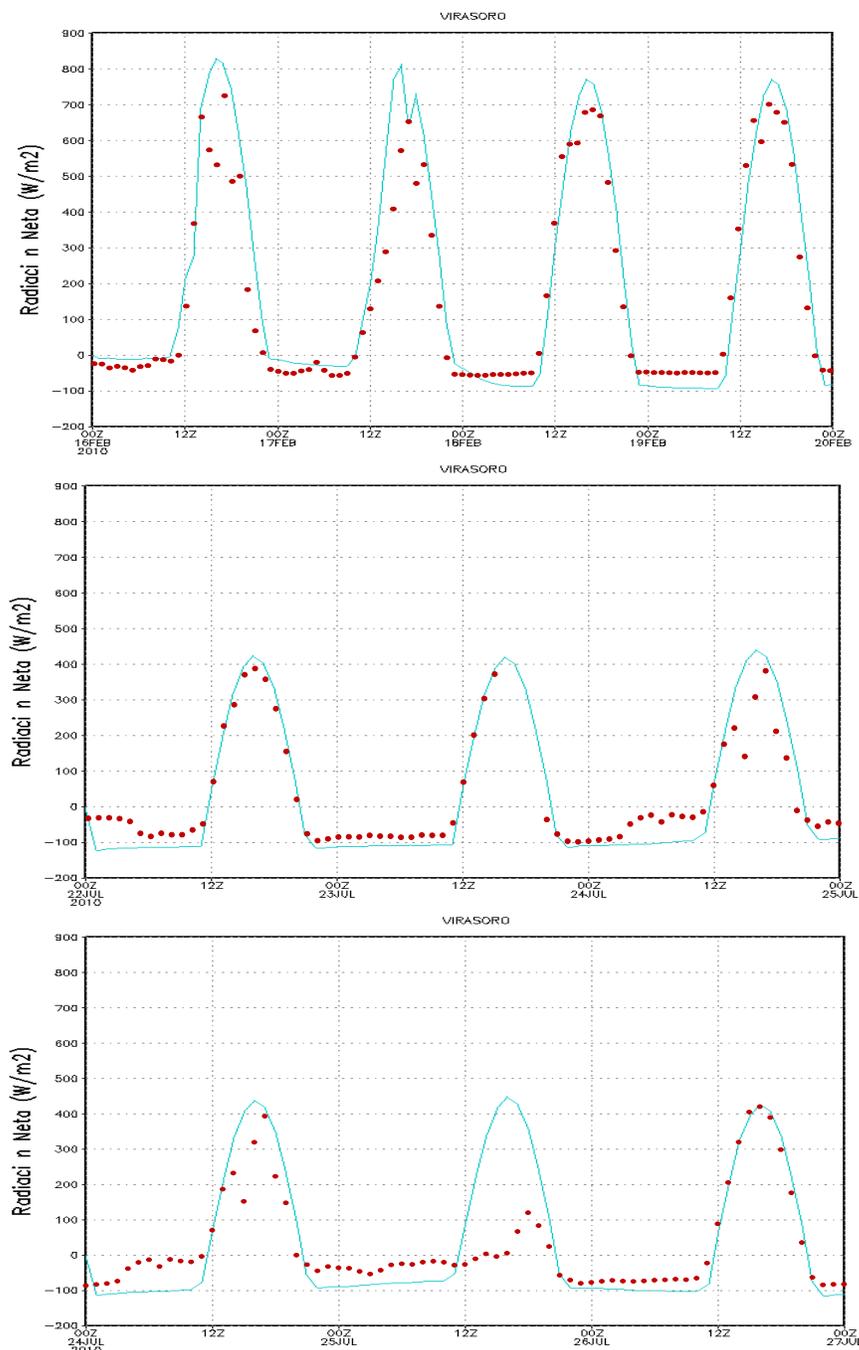


Figura 4.3.14: Comparación entre los valores de radiación neta (W/m^2) medidos (puntos rojos) y modelados (línea llena celeste) en el sitio ubicado en Virasoro, durante el periodo 1: 16 al 20 de febrero de 2010, periodo 2: 22 al 25 de julio de 2010 y periodo 3: 24 al 27 de julio de 2010, respectivamente. En el eje horizontal la sigla Z es equivalente a la sigla UTC.

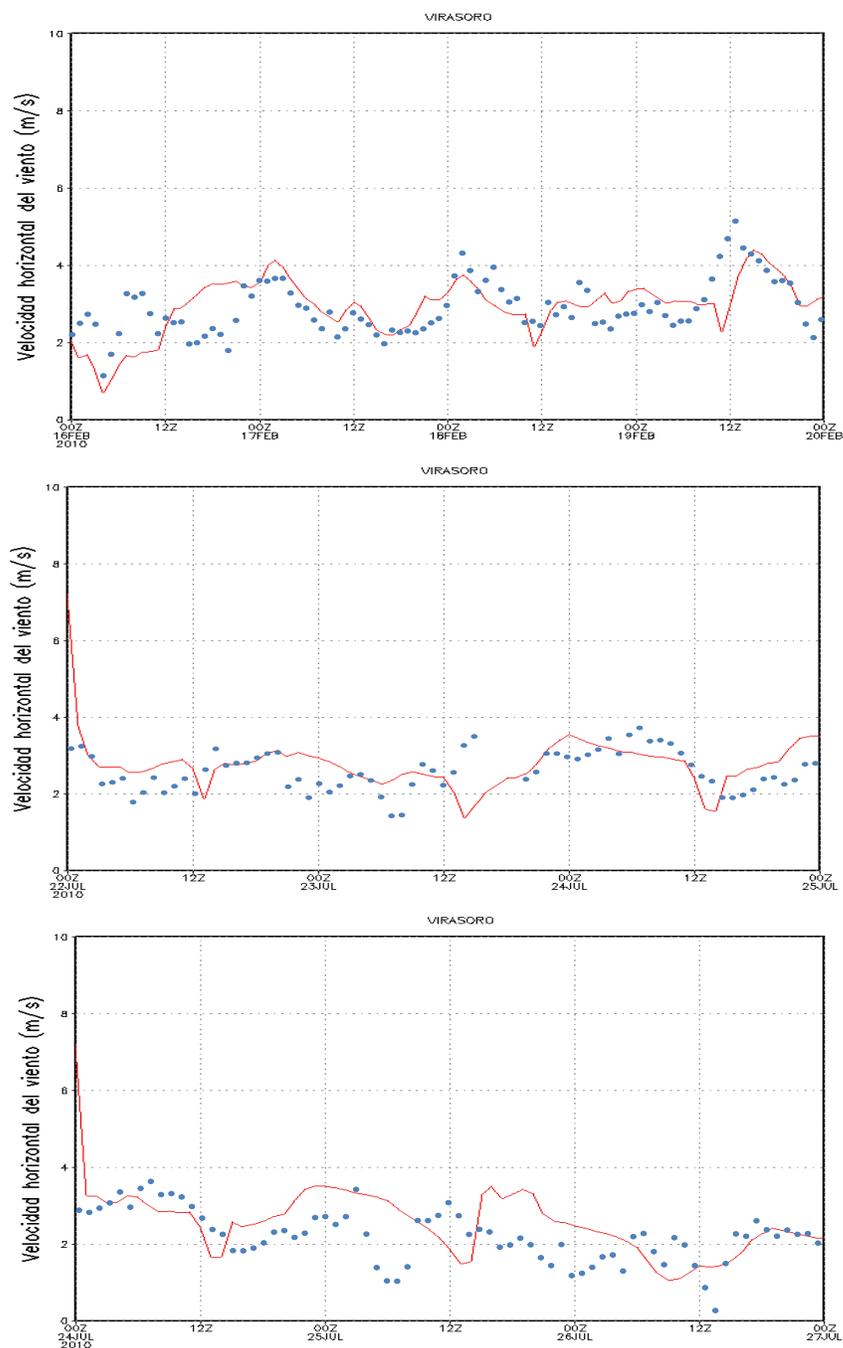


Figura 4.3.15: Comparación entre los valores de velocidad horizontal del viento (m/s) medidos (puntos azules) y modelados (línea llena roja) en el sitio ubicado en Virasoro, durante el periodo 1: 16 al 20 de febrero de 2010, periodo 2: 22 al 25 de julio de 2010 y periodo 3: 24 al 27 de julio de 2010, respectivamente. En el eje horizontal la sigla Z es equivalente a la sigla UTC.

4.3.4 Simulaciones con condiciones iniciales homogéneas de humedad del suelo

4.3.4.1 *Temperatura del aire*

La habilidad del modelo en reproducir los valores de temperatura del aire en San Luis fue más apropiada cuando se consideraron condiciones iniciales homogéneas de humedad de suelo dentro del dominio de integración durante el periodo comprendido entre el 20 y el 24 de julio de 2010 (*Figura 4.3.16*).

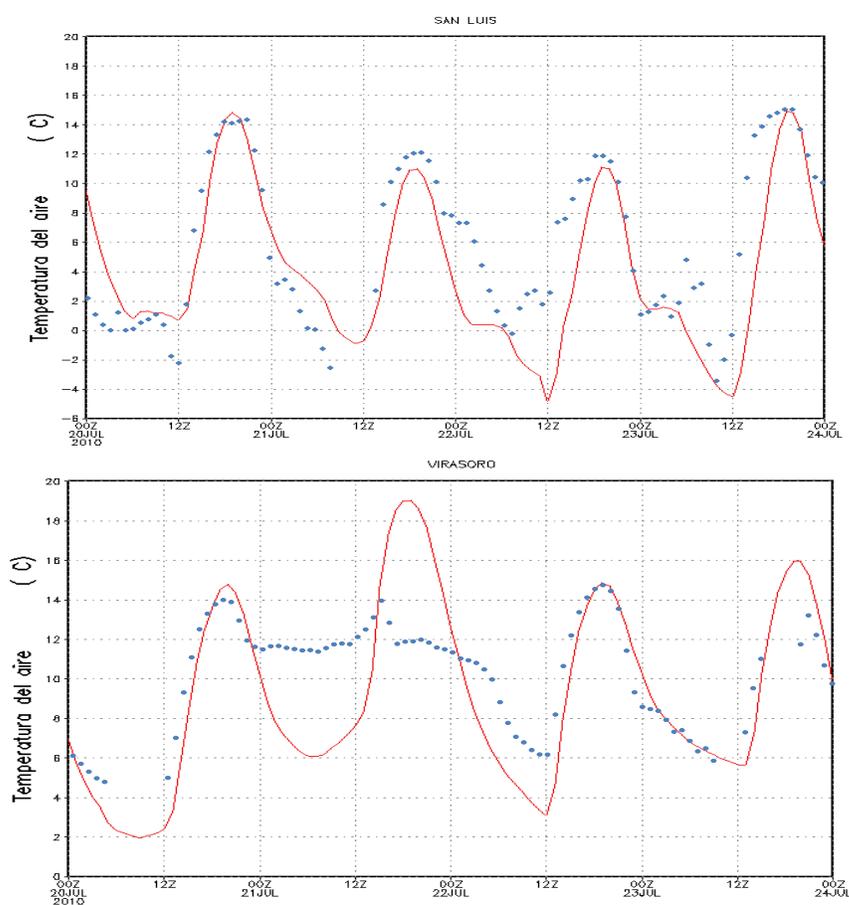


Figura 4.3.16: Comparación entre la temperatura del aire (°C) observada (puntos azules) y modelada (línea roja) en el sitio ubicado en San Luis (arriba) y en Virasoro (abajo), durante el periodo entre el 20 y el 24 de julio de 2010, considerando condiciones homogéneas de humedad del suelo. En el eje horizontal la sigla Z es equivalente a la sigla UTC.

En Virasoro, también se observó un comportamiento de los valores simulados acorde a los valores observados a excepción de los días 21 y 22, en los cuales el modelo no reprodujo la nubosidad observada y eso resultó en una marcha de temperatura típica de cielos despejados (*Figura 4.3.16*).

4.3.4.2 *Flujos de calor latente y sensible*

Considerando condiciones iniciales homogéneas de humedad de suelo, se observó que el desempeño del modelo en reproducir los flujos de calor sensible en San Luis fue muy aceptable con una subestimación hacia el final del periodo de integración (*Figura 4.3.17*). En cuanto al flujo de calor latente se observó una subestimación de aproximadamente 20 W/m^2 , de los valores entre las 13 y las 18UTC de cada día simulado.

Por su parte, en Virasoro, el modelo no reprodujo el reparto de energía observado en los datos registrados en la torre. En especial, durante las horas de mayor ganancia de energía neta, la energía es destinada en el modelo para la transferencia de calor sensible lo cual no ocurre en los datos observados. En los resultados del modelo se observa que los valores de flujos de calor latente fueron muy pequeños y aproximadamente constantes, encontrándose diferencias de hasta 180 W/m^2 en los momentos de máxima transferencia. La variabilidad del flujo de calor sensible simulada mostró máximos de 250 W/m^2 mientras que los valores observados no superaron los 100 W/m^2 .

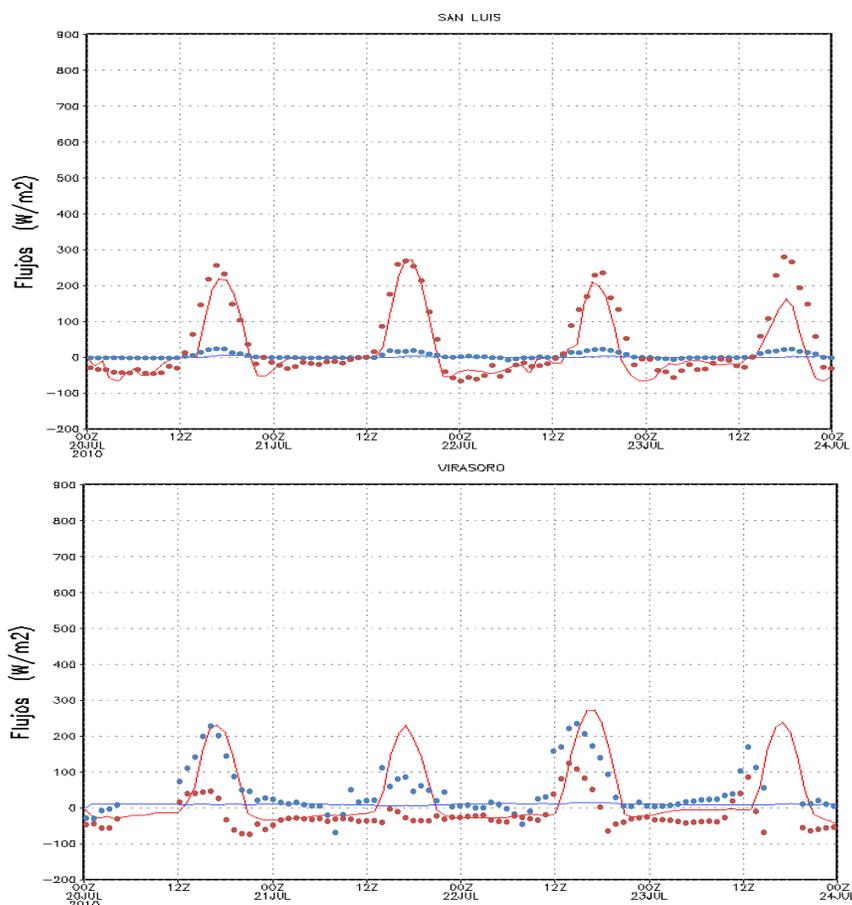


Figura 4.3.17: Comparación entre los flujos (W/m^2) de calor latente (azul) y sensible (rojo) medidos (puntos) y modelada (línea llena) en el sitio ubicado en San Luis (arriba) y en Virasoro (abajo), durante el periodo entre el 20 y el 24 de julio de 2010, considerando condiciones iniciales homogéneas de humedad del suelo.

4.3.4.3 Radiación Neta

El modelo supo reproducir aceptablemente la variabilidad de los valores de radiación neta observados tanto en San Luis como en Virasoro. Se observó una mayor diferencia entre lo simulado y lo observado en los momentos de pérdida radiativa mientras que los valores máximos fueron subestimados en ambos sitios. Durante los días 21 y 22 en Virasoro la falta de concordancia entre lo simulado y lo observado se debe, como en los

casos anteriormente mencionados, a que el modelo no supo reproducir aceptablemente la nubosidad registrada en esos días (*Figura 4.3.18*).

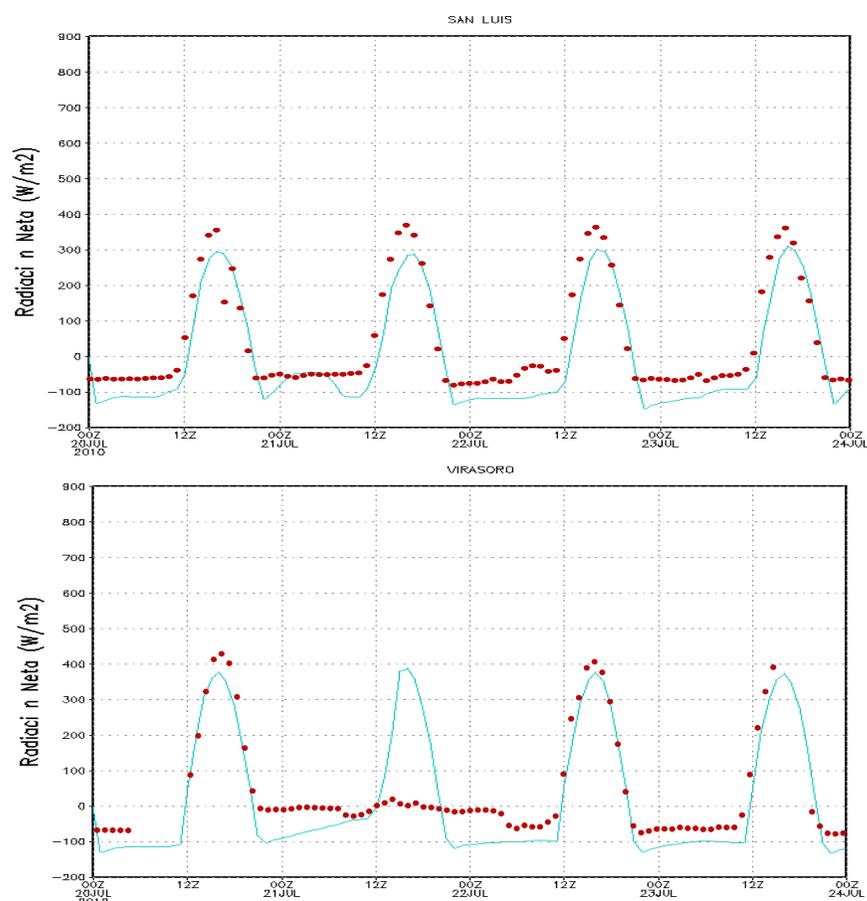


Figura 4.3.18: Comparación entre la radiación neta (W/m^2) observada (puntos rojos) y modelada (línea llena) en el sitio ubicado en San Luis (arriba) y en Virasoro (abajo), durante el periodo entre el 20 y el 24 de julio de 2010, considerando condiciones iniciales homogéneas de humedad del suelo. En el eje horizontal la sigla Z es equivalente a la sigla UTC.

4.3.5 Campos simulados de distintas variables

Luego de analizar la comparación entre los resultados del modelo de mesoescala y los datos micrometeorológicos, se muestran a continuación los campos simulados de la temperatura del aire, los flujos de calor latente y sensible y la velocidad del viento, a una

escala mayor, con el fin de conocer como el modelo reproduce su distribución espacial. Estas magnitudes fueron seleccionadas entre otras por su estrecha relación con el balance de energía sobre los ecosistemas y con el transporte horizontal en la atmósfera. Se eligió mostrar los campos obtenidos en la grilla de mayor resolución para un día dentro del periodo cálido y otro dentro del periodo frío en los horarios donde se encontró un mayor acuerdo entre lo observado y lo simulado.

4.3.5.1 Temperatura del aire

La distribución espacial de la temperatura del aire simulada por el modelo se ilustra en la *Figura 4.3.19*. Los resultados muestran los valores a las 12UTC (9 HOA) y a las 18UTC (15 HOA) los cuales corresponden a los valores mínimos y máximos de temperatura, respectivamente. Durante el periodo cálido de febrero, en el campo de temperaturas mínimas, los valores inferiores a los 18°C se encontraron en el noreste de la provincia. En el caso de las temperaturas máximas, los extremos norte y sur de la provincia se encontraron dominados por aire cálido con valores superiores a los 30°C y solo en una franja en el centro de la provincia con dirección sudoeste-noreste las temperaturas variaron entre los 14 y 18°C.

Durante el periodo frío los valores de temperatura mínima registrada el día 23/7/2010, muestran que para la mayor parte de la provincia las temperaturas están debajo de los 0°C. Los valores de las temperaturas máximas fueron simulados entre los 10 y 14°C en gran parte de la provincia.

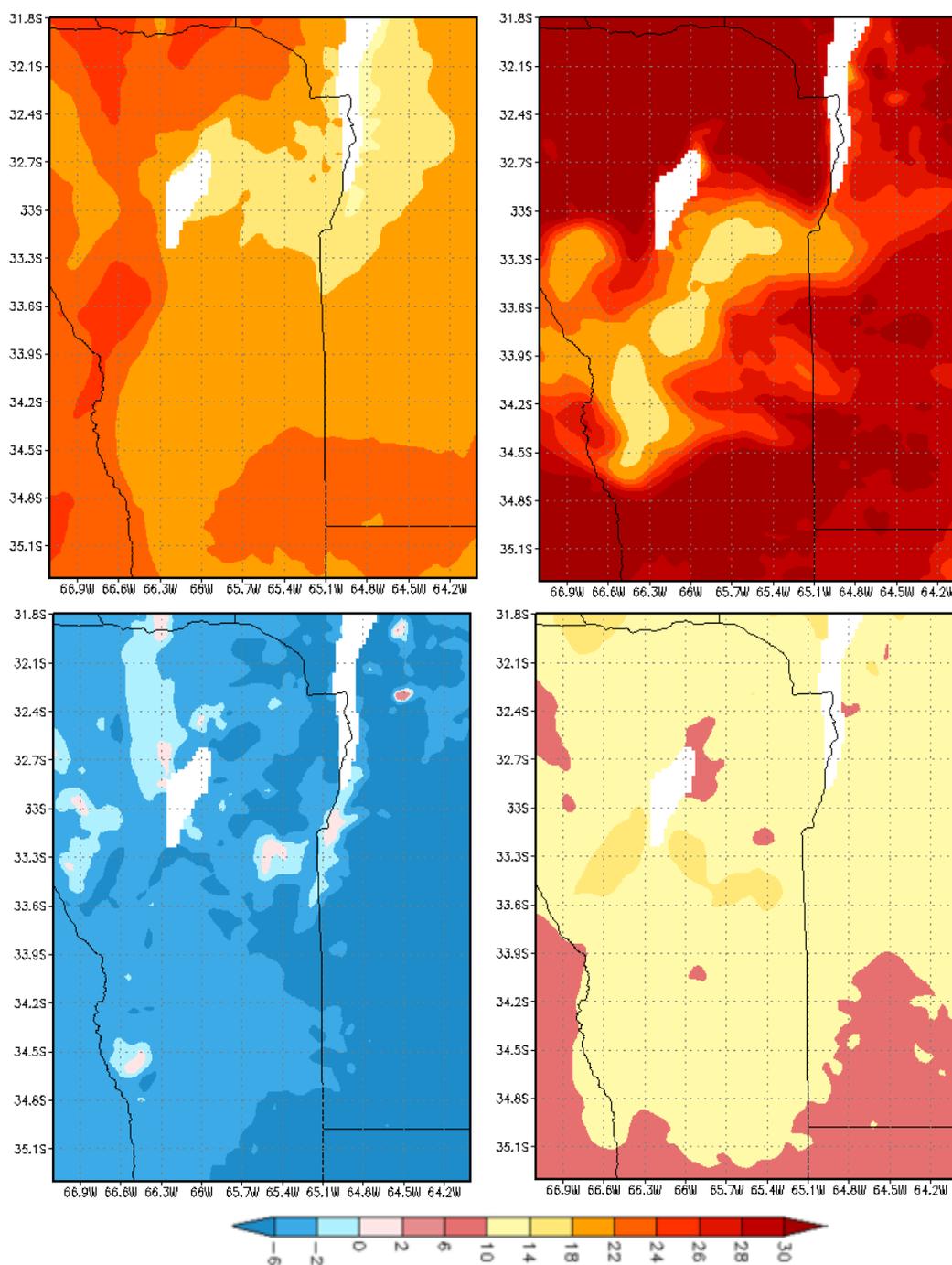


Figura 4.3.19: Distribución espacial de la temperatura del aire (°C) a las 12UTC del día 18/2/2010 y a las 18UTC del día 16/2/2010 (panel superior) y a las 12UTC y a las 18UTC del día 23/7/2010 (panel inferior).

4.3.5.2 Flujos de calor latente y sensible

En la *Figura 4.3.20* se muestra la distribución horizontal de los valores de mínima y máxima transferencia de calor latente durante un día dentro del periodo cálido y un día dentro del periodo frío. En general, se observa un predominio de valores positivos entre los 0 y 25 W/m², lo cual indica un flujo con sentido hacia la atmósfera durante los dos periodos seleccionados, aunque también han sido observados valores negativos en distintas áreas, en particular a las 06UTC. El modelo estimó para el día 17/2/2010, valores superiores a los 150 W/m² hacia el sudoeste de la provincia, destacándose el máximo absoluto en el centro-oeste durante el momento de máxima transferencia de calor hacia la atmósfera.

La distribución espacial de los valores de flujos de calor sensible se muestra en la *Figura 4.3.21*. Durante la hora de transferencia de calor con sentido hacia la superficie terrestre (en este caso las 3 HOA) se observa, en ambos días, valores estimados entre los 0 y 50 W/m² en toda la provincia. Durante el día 17/2/2010 a las 15 HOA los valores de flujo con sentido hacia la atmósfera fueron estimados superiores a los 400W/m², en gran parte de la provincia, con dos núcleos de menor valor que coinciden en posición con los encontrados en la *Figura 4.3.20* de calor latente. Mientras que los valores simulados de flujo de calor sensible disminuyen en aproximadamente 200 W/m² en igual horario pero del día 22/7/2010 en la mayor parte de la provincia.

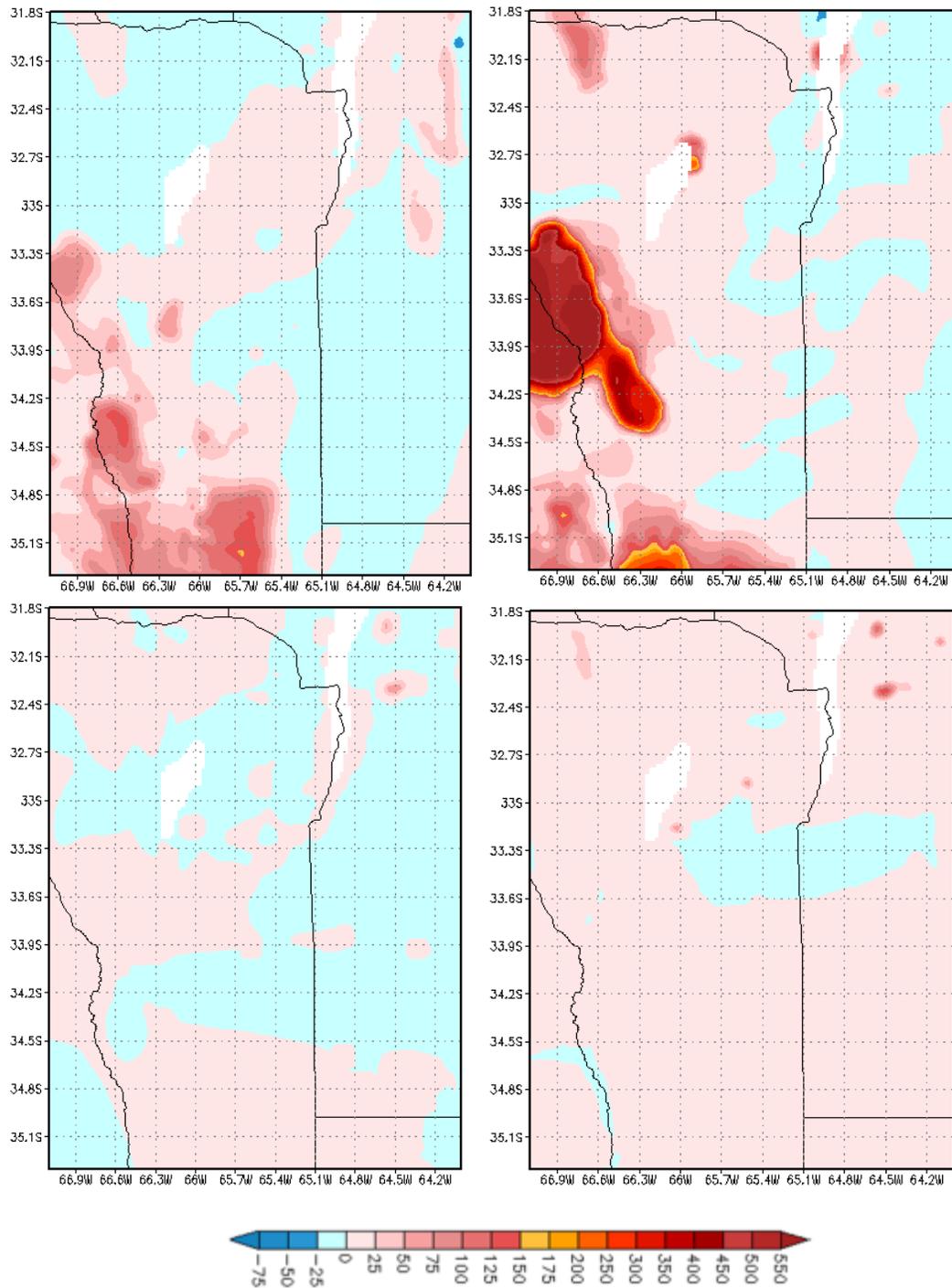


Figura 4.3.20: Distribución espacial de los flujos de calor latente (W/m^2) a las 06UTC y a las 18UTC del día 17/2/2010 (panel superior) y a las 06UTC y a las 18UTC del día 21/7/2010 (panel inferior).

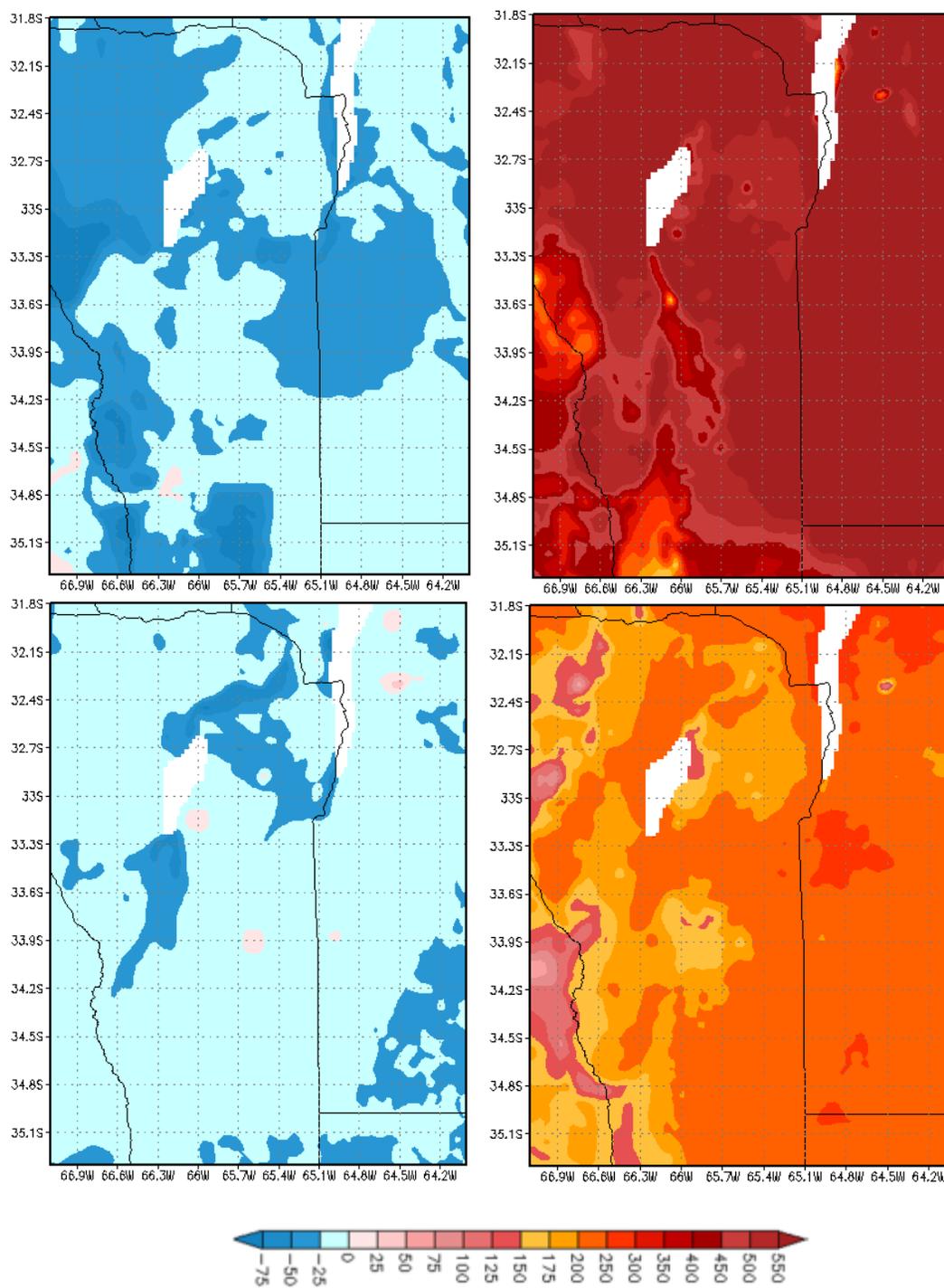


Figura 4.3.21: Distribución espacial de los flujos de calor sensible (W/m^2) a las 06UTC y a las 18UTC del día 17/2/2010 (panel superior) y a las 06UTC y a las 18UTC del día 22/7/2010 (panel inferior).

4.3.5.3 Campos de viento

A partir de los resultados del modelo de mesoescala, es posible apreciar el campo horizontal del viento y el modo en que simula la circulación inducida por el terreno en torno a la ubicación de la torre micrometeorológica en San Luis dada la topografía compleja que presenta la región. Estos resultados se muestran en la *Figura 4.3.22*, que corresponden al primer nivel vertical del modelo. En este caso se seleccionó una hora en particular para el día 17/2/2010 y para el día 23/7/2010. En el primer día se observa, en el norte de la provincia donde se encuentran las Sierras de San Luis como el flujo de aire procedente del norte es desviado por la topografía, generando vientos con dirección noroeste en el sitio experimental y como es perturbado hacia el sur de las sierras. Durante el segundo día presentado se observa, en general, una configuración idéntica a la mencionada anteriormente, en áreas limítrofes a las Sierras de San Luis.

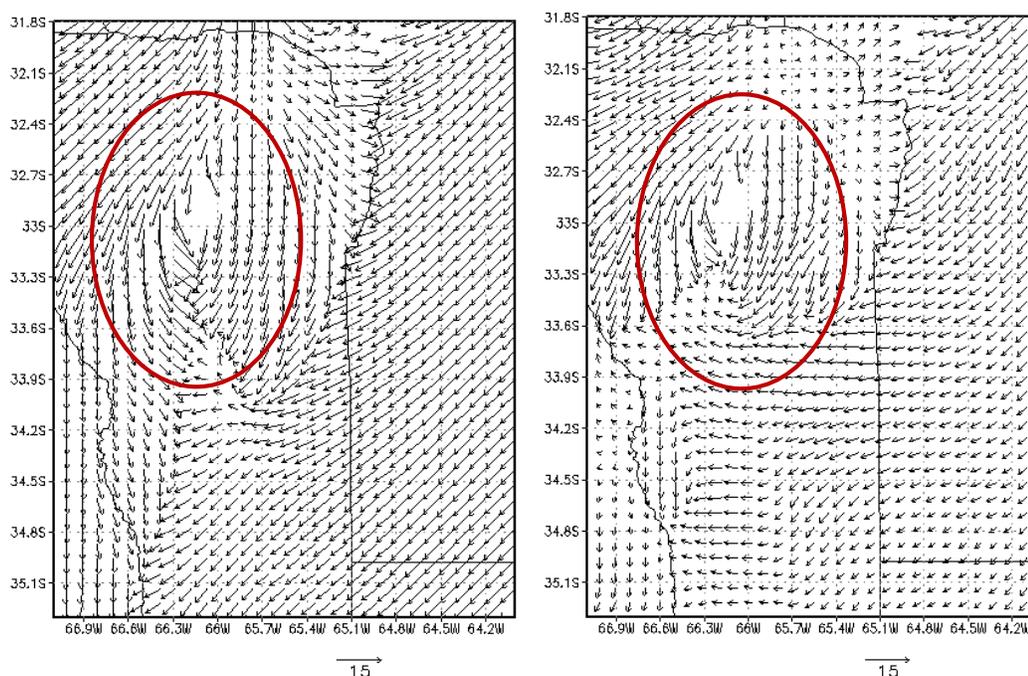


Figura 4.3.22: Distribución espacial del viento horizontal a las 18UTC del día 17/2/2010 (izquierda) y a las 18UTC del día 23/7/2010 (derecha).

5.1- MODELOS DE ÁREA FUENTE

Para interpretar las mediciones obtenidas en estudios micrometeorológicos y en especial al aplicar la técnica Eddy Covariance (Baldochi et al. 2001, Aubinet et al. 2000, Doman et al. 2006) se requiere como uno de los temas principales conocer el área desde la cual proceden las mediciones registradas por el sistema de sensores. Inicialmente, los trabajos utilizaron la razón "altura de medición/fetch" con un valor igual a 1:100 (Verma, 1990), la misma hace referencia a que la superficie homogénea que rodea a la torre de medición debe ser 100 veces superior a la altura de los sensores, de esta manera se asegura que los sensores se encuentren dentro de la Capa Limite Interna (capa que se encuentra en equilibrio con la superficie adyacente) y por lo tanto las mediciones registradas resultan representativas del área a caracterizar. No obstante, Leclerc y Thurtell (1990) concluyen que esta aproximación resulta insatisfactoria y conservadora en determinadas situaciones (condiciones atmosféricas, sitio y altura de medición) y en los últimos años se ha complementado su uso con el empleo de modelos de área fuente (Versala et al. 2008, Schmid, 2000).

En esta tesis se ha caracterizado el área fuente con la distancia horizontal corriente arriba del sensor (X_R), recordando que la misma se refiere a la longitud en dirección del viento hasta la cual se concentra un 80% de la superficie fuente de las mediciones. Los resultados obtenidos al aplicar los modelos de footprint de Hsieh et al. (2000) y de Kljun et al. (2004) fueron diferentes entre sí. A continuación se discuten dichas diferencias.

En particular, X_R es función de la estabilidad de la atmósfera (Versala et al. 2008, Schmid et al. 2002, Burba y Anderson, 2007), en general dicha estabilidad depende del momento del día, con lo cual se espera que la distancia horizontal presente un ciclo diurno en ambos modelos. El modelo Hsieh mostró ser capaz de reproducir dicho ciclo en ambos sitios de estudio, con una distancia más próxima al sensor en horas diurnas asociada a la inestabilidad atmosférica. Y una distancia más alejada durante las horas nocturnas asociada a la mayor prevalencia a la estabilidad y situaciones de calma en esos momentos. Esto no fue reproducido por el modelo de Kljun en ninguno de los dos sitios, en este modelo X_r resultó independiente de la estabilidad atmosférica e incluso menor a la calculada con el modelo de Hsieh, encontrándose en algunas situaciones valores que resultaron un 80% menores. En cuanto a la variabilidad (desviación estándar) alrededor del valor medio de X_R ésta también ha mostrado diferencias entre los modelos seleccionados. Con el modelo de Hsieh, esta variabilidad resultó mayor en las horas nocturnas o de menor radiación solar y menor en horas diurnas, especialmente en el sitio de San Luis. Mientras que por su parte, la variabilidad de los valores obtenidos con el modelo de Kljun fue aproximadamente constante durante todo el día.

Con lo cual, cabe preguntarse ¿Por qué, en este caso de estudio, los valores de X_r calculados a partir de la parametrización propuesta por Kljun no fueron capaces de reproducir el ciclo diurno esperado? y ¿Por qué la distancia, en ambos sitios de estudio, resultó tan conservadora?. El modelo analítico de Hsieh considera dentro de sus ecuaciones al parámetro de estabilidad (L), siendo la distancia horizontal proporcional o inversamente proporcional a este valor dependiendo de la estabilidad. Por su parte, la parametrización de Kljun plantea un rango de valores de L y a partir de este se estiman determinadas

constantes que luego son utilizadas en los cálculos de X_r . Con lo cual, las discrepancias encontradas entre los dos modelos se las podría atribuir principalmente a las suposiciones utilizadas en cada uno y al rango considerado en los distintos parámetros de entrada (Kljun et al. 2004).

El área fuente depende principalmente de la altura de medición, la rugosidad de la superficie y la estabilidad atmosférica (Versala et al. 2008, Schmid et al. 2002). Considerando distintos valores del parámetro de rugosidad (Z_0) se observó que a mayor valor del mismo, la distancia X_R se encontró más próxima al sensor en los dos modelos, como es observado en otros trabajos (Kljun 2003, Kljun et al. 2004, Leclerc y Thurtell, 1990). A la vez si se comparan los resultados obtenidos para los distintos Z_0 las diferencias entre sí fueron menores en las horas nocturnas, es decir en las horas de mayor estabilidad. Con lo cual, la diferencia entre las distancias horizontales obtenidas considerando diferentes valores de rugosidad de la superficie así como de altura del sensor, es mayor en los momentos nocturnos es decir en condiciones de mayor estabilidad, recalcando entonces lo oportuno que resulta tener en cuenta los valores tanto del parámetro de rugosidad como de la altura de medición en estos momentos del día ya que las mediciones pueden proceder de regiones fuera del área de interés. Así mismo en condiciones de inestabilidad atmosférica las mediciones pueden proceder de puntos muy cercanos a la torre de medición siendo estas medidas perturbadas por todo lo que se relaciona al mantenimiento de la torre. Tal como es demostrado en los trabajos Burba y Anderson (2007), Foken (2008) y Horst y Weil (1992).

La importancia de conocer el footprint de las mediciones de flujos radica fundamentalmente en poder relacionar las medidas realizadas en la torre con otro tipo de

medidas (avión, estudios de índice de área foliar, etc) y determinar si el área fuente obtenida se corresponde o no con el ecosistema que estamos analizando. En esta tesis se deja evidencia de cuan distintos pueden ser los resultados encontrados al aplicar los modelos de footprint. Y se sugiere, como lo han hecho en otros trabajos (Serrano-Ortiz et al. 2006, Serrano-Ortiz, 2008) plantearse cuáles son los resultados que se esperan del modelo a utilizar y una oportuna discusión de los mismos.

5.2 VARIABLES OBSERVADAS SOBRE EL BOSQUE SECO NATIVO Y SOBRE EL BOSQUE IMPLANTADO

A escala micrometeorológica las variables: temperatura del aire, concentraciones y flujos de masa y energía, tienen una variación horaria e incluso menor, dependiente de las condiciones meteorológicas (Stull, 1988), sin embargo en esta tesis se planteó mostrar los ciclos medios diarios de las variables en las distintas estaciones del año, para poder unir la variabilidad climática con el ciclo biológico de la vegetación presente en cada sitio.

Los resultados mostraron que las concentraciones medias horarias de CO₂ resultaron mayores en Virasoro que en San Luis, lo cual podría estar asociado en parte al tipo de vegetación, a la temperatura y a la humedad ambiental presente en cada sitio. Además, ambos sitios las concentraciones horarias presentaron un marcado ciclo diario, con menores concentraciones durante el día y mayores concentraciones durante la noche, especialmente en el bosque seco nativo. Esta variación es respuesta a la incorporación diaria de carbono por medio del proceso de fotosíntesis y a la liberación de CO₂ desde el ecosistema hacia la atmósfera debido a la respiración tanto de la vegetación como del suelo durante la noche (Smith et al. 2000, Wu et.al 2012). Sin embargo no todos los ecosistemas responden de la

misma forma, se pueden citar algunos casos: en los manglares de la India, los valores de concentraciones en verano son mayormente constantes a lo largo del día (Chanda et al., 2013) y las concentraciones medidas sobre un bosque de *pinus ponderosa* también presentan valores constantes durante el verano especialmente en condiciones de menor turbulencia (Anthoni, et al. 1999). Así es que, esta variabilidad diurna podría ser función de la época del año, de las condiciones turbulentas de la atmósfera y del tipo de vegetación presente en cada ecosistema.

Se observó que durante la noche las máximas concentraciones varían considerablemente. Esta característica fue observada principalmente en Virasoro y es menos notoria en San Luis, la misma podría ser función del viento ya que, durante las noches en las que prevalece la calma y los procesos de mezcla se encuentran inhibidos, los máximos valores de concentraciones tienden a acumularse cerca de superficie y presentar mayor dispersión (Lloyd et al. 2007). Y resulta más notoria sobre el bosque implantado en el cual la densidad de árboles y la humedad ambiental es mayor a la que se puede encontrar en el bosque seco de San Luis.

Mientras que durante las horas diurnas las concentraciones poseen menores valores y menor dispersión. Lo cual podrían estar asociados tanto al proceso de fotosíntesis por el cual el CO₂ atmosférico es asimilado por la vegetación como por los procesos de mezcla que ocurren dentro de la capa de superficie que favorecen la homogenización de las propiedades atmosféricas traduciéndose en una menor variabilidad (Wu et al. 2012).

Además, los valores medios de concentración sobre el bosque implantado presentaron menor variabilidad durante el día con respecto a los datos registrados en el

bosque nativo, esta característica podría estar asociada a la vegetación presente en cada sitio y al tipo de turbulencia que se genera a partir de la interacción entre el viento y el tope de las plantas. Por encontrarse conformado por una sola especie de la misma edad fenológica, el bosque implantado presenta una estructura espacial más homogénea que el bosque nativo, lo cual favorecería la formación de turbulencia de diferentes características que la que se puede encontrar en una vegetación de menor altura y más heterogénea (Stull, 1988) como es el caso del bosque seco nativo.

A escala mensual y estacional, las fluctuaciones de la concentración de dióxido de carbono están relacionadas con los cambios de la temperatura y las etapas de crecimiento de la vegetación (Smith et al., 2000). En Virasoro si bien se observan cambios entre los meses analizados no son tan marcados como en San Luis, lo cual podría estar relacionado con las características fenológicas del bosque implantado siendo que el mismo presenta la característica de ser siempre verde con una floración precoz y rápido crecimiento.

Realizando una comparación entre estaciones del año se observa que durante el invierno las concentraciones son mayores en horas diurnas y menores en horas nocturnas que en otoño, primavera y verano, característica observada principalmente en Virasoro. Con amplitudes que disminuyen desde el verano al invierno. Esto podría estar relacionado con la menor actividad biológica durante el invierno observándose una reducción tanto de la fotosíntesis como de la respiración. Resulta notable, con respecto a esta característica, que en San Luis, los valores de concentración en horas diurnas y nocturnas, durante la época de invierno fueron mayores que en otoño, primavera y verano.

Los intercambios de CO₂ entre la biosfera y la atmósfera involucran primordialmente dos tipos de flujos: el flujo diurno, con sentido hacia la superficie, es el resultado principal de la actividad fotosintética realizada por las plantas, mientras que el nocturno, en sentido contrario favorece la ganancia de CO₂ en la atmósfera dada por la respiración de las plantas y el suelo (Aubinet et al. 2000). Esta variabilidad diurna fue observada en los dos sitios estudiados, en los cuales los flujos medios de CO₂ presentaron un marcado ciclo diurno.

Al igual que en los valores de concentraciones de dióxido de carbono, el invierno presentó menor amplitud diaria, esta magnitud va a relacionar dos periodos del día, durante las horas diurnas de mayor radiación incidente, principalmente el intercambiado de CO₂ es en sentido desde la atmósfera hacia el ecosistema. Mientras que en horas de menor o nula radiación solar, los flujos dirigidos en sentido hacia la atmósfera permanecieron constantes. Comparando estos valores medios de flujos con los de verano, siendo una estación con condiciones meteorológicas y biológicas diferentes, se observó que los valores de flujo en sentido desde y hacia la atmósfera fueron mayores que los medidos en invierno. Esto muestra que tanto en el bosque natural como en el implantando las condiciones frías de invierno y la posible pérdida de hojas son algunos de los factores que reducen los intercambios de CO₂.

En los párrafos anteriores se hizo referencia a los valores medios de los flujos, en lo que respecta a la dispersión de los valores alrededor de dicho valor medio se observó que tanto en Virasoro como en San Luis, resultó mayor durante las horas diurnas y menor durante las nocturnas en todas las estaciones del año. Esta característica podría estar asociado a factores ambientales como biológicos, en relación a los ambientales la

nubosidad y la turbulencia juegan un papel importante en el intercambio entre la atmósfera y la superficie. Podría ser función de la interacción entre el viento y la superficie ya que, durante las noches en las que, generalmente, prevalecen las condiciones de calma y el intercambio vertical es menor, los flujos se caracterizan por presentar menor dispersión. En horas diurnas cuando los procesos de mezcla están activos y favorecidos por el aumento en la velocidad del viento y el calentamiento radiativo la turbulencia aumenta, traduciéndose en una mayor variabilidad de los intercambios.

Una fracción de la energía total disponible que llega al sistema tierra-atmosfera es utilizada para la transferencia de vapor de agua en forma de calor latente (LE) y para la transferencia de calor como flujo de calor sensible (H) (Chapin et al. 2002, Foken 2008). La partición energética cambia según el tipo de superficie que se analice (bosque, pastizal o cultivos) y su comportamiento es diferente según la época del año (Righetti, et al., 2008, Oke, (1987)). El flujo de calor latente es empleado para la transferencia vertical de vapor de agua entre el ecosistema y la atmósfera. El mismo resulta de la suma total de la transpiración de las plantas y la evaporación desde el suelo y los cuerpos de agua (Chapin et al., 2000). Por su parte el flujo de calor sensible es la transferencia de calor entre la superficie y el aire adyacente y responde a los cambios de temperatura entre ellas (Foken 2008).

Los resultados hallados mostraron que en ambos ecosistemas los flujos medios de calor latente con sentido hacia la atmósfera fueron menores a 50 W/m^2 durante las horas de menor radiación solar. En Virasoro los flujos fueron similares en todas las estaciones de año, mientras que en San Luis se encontraron diferencias de 20 W/m^2 , especialmente entre verano e invierno.

Durante las horas diurnas, el rol dominante del flujo de calor latente en Virasoro, podría ser resultado de la libre disponibilidad de humedad en el suelo para la evaporación y de la mayor cobertura vegetal y sistemas radicales para la transpiración (Jobbágy et al. 2008). Cuando el agua se encuentra restringida se espera que el rol del calor sensible domine ante el flujo de calor latente como se observa en San Luis (Oke, 1988).

Los resultados obtenidos fueron consistentes con la estructura de la vegetación presente y con la disponibilidad de agua en cada sitio (Pielke 2001, Baidya et al. 2002). Así es que en el bosque implantado parte de la energía disponible (LE+H) fue mayormente disipada a la atmósfera como calor latente durante las horas diurnas alcanzando un porcentaje entre 70% y 80% y en el bosque seco nativo dicha fracción fue menor con valores entre 10-30%.

Las mediciones micrometeorológicas (por. ej. flujos de energía, vapor de agua y CO₂) obtenidas desde una plataforma móvil resultan de gran utilidad para evaluar un modelo de mesoescala, para calibrar parámetros de superficie y ayudar a entender la interacción entre atmósfera y superficie a escala regional (Gioli et al. 2006, Lloyd et al. 2007). El uso de esta herramienta en el país resultó ser un gran desafío y fue mucho el esfuerzo empleado por cada miembro del equipo de trabajo relacionado con la logística de la aeronave para poder obtener los resultados que se mostraron en esta tesis del vuelo realizado sobre el bosque nativo en San Luis. Cabe destacar, como lo hacen en otros trabajos (Gioli et al. 2006, Dolman et al. 2006, Crawford et al. 1996), que la información obtenida es muy valiosa pero, desafortunadamente, su costo y complejidad técnica impiden en muchos casos realizar repeticiones de vuelos. En nuestro caso la falta de posibilidades para la realización de repeticiones de vuelos impidió poder contar con mediciones de

velocidad y dirección del viento para estimar los flujos de masa y el cálculo del área fuente, así como también cubrir mayores alturas de vuelo y distintos momentos en el día para aportar información más detallada del comportamiento de las variables meteorológicas dentro de la Capa de Superficie.

A pesar de los inconvenientes mencionados en el párrafo anterior resulta importante mostrar y destacar las mediciones obtenidas, como unas de las primeras campañas de vuelos realizadas en el país. Las variables medidas directamente y que no requirieron un procesamiento de datos como si es necesario para los valores de flujos, fueron las concentraciones de CO₂, la temperatura del aire y la humedad específica, las mismas presentaron un perfil vertical homogéneo, tanto en valores medios como en los desvíos estándares. Estos perfiles muestran características típicas de la distribución vertical de las variables durante el período diurno en el que se realizó el vuelo (entre las 12 y las 13 HOA) y también ha sido observado en las mediciones realizadas por Lloyd et al. (2007) sobre un bosque tropical durante un vuelo llevado a cabo también en horas de mayor incidencia solar y por De Arellano et al. (2004) sobre una región en Holanda. Las características de estos perfiles es producto del proceso de mezcla atmosférica presente durante el momento del vuelo y de la turbulencia tanto de origen mecánico como térmico (Oke, 1988, Stull 1988).

En este caso de estudio y teniendo presentes las limitaciones enunciadas anteriormente, el valor de concentración de CO₂ registrado en el primer nivel de vuelo resultó mayor al registrado por los sensores de la torre, lo cual podría estar relacionado con la influencia de la vegetación en los primeros metros de altura dada por la asimilación de CO₂ en el proceso de fotosíntesis que prevaleció durante el momento del vuelo. Conociendo, entonces, esta variabilidad se podría inferir que el flujo de CO₂ tendría una

dirección desde la atmósfera hacia la superficie lo cual sería de esperar en esas horas del día y por la teoría de perfiles planteadas en Stull (1988) para el comportamiento vertical de las variables dentro de la Capa de Superficie. Cabe destacar que para que este resultado sea concluyente se deberán continuar investigando a futuro pudiendo contar con mayor cantidad de datos registrados por los sensores aerotransportados.

Finalmente, observando el perfil de los valores de humedad específica (*) y comparando su valor con el registrado en la torre se puede inferir que la transferencia de vapor de agua tuvo una dirección desde la superficie hacia la atmósfera, lo cual sería consistente con los valores de flujo de calor latente registrados en la plataforma fija durante la hora del vuelo.

* Esta magnitud hace referencia a la cantidad de vapor de agua presente en la atmósfera con respecto a la masa total del aire.

5.3 *MODELO ATMOSFÉRICO DE MESOESCALA*

Los modelos atmosféricos de mesoescala tienen una amplia variedad de aplicaciones (predicción de precipitación, fenómenos severos, circulaciones locales, entre otros). Entre ellas se utilizan para simular o representar los intercambios de masa y energía entre la superficie terrestre y las capas bajas de la atmósfera, en especial, los intercambios de vapor de agua y dióxido de carbono para sumar un aporte al entendimiento de la interacción entre los ecosistemas terrestres y la atmósfera (Denning et al. 2003, Lu et al. 2005, Sarrat et al. 2007, Ahmadov et al. 2007, Pérez Landa et al. 2007). Con lo cual, los objetivos del uso de modelos atmosféricos pueden ser vistos considerando dos aspectos, uno meramente meteorológico y otro biológico. Desde el punto de vista meteorológico su empleo permite conocer cómo se comportan los flujos de superficie dado que los balances globales de cantidad de movimiento, de humedad y de temperatura son afectados por dichos flujos. Mientras que desde el punto de vista biológico, los modelos meteorológicos son acoplados a modelos biológicos para simular la interacción suelo-atmósfera a partir de los procesos de fotosíntesis y respiración con el objetivo de conocer la dinámica de los ecosistemas. Así dentro del contexto del cambio climático, los modelos meteorológicos han sido utilizados para entender el balance de carbono sobre distintos ecosistema y modelar la distribución espacial de las concentraciones de dióxido de carbono para conocer sus fuentes y sumideros (Baldochi, 2001).

La posibilidad de contar con datos registrados por los sistemas Eddy Covariance en dos sitios en Argentina, permitió evaluar el desempeño del modelo BRAMS en representar el comportamiento temporal de distintas variables meteorológicas y de los flujos de energía y de masa en dos regiones con diferentes usos de suelo y condiciones meteorológicas. Este

trabajo es la primera evaluación del desempeño de este modelo en la simulación de flujos de energía y masa utilizando datos de alta resolución en nuestro país. La validación realizada en este trabajo es un aporte a los fines de uso de este modelo, como se mencionara en el párrafo anterior.

Distintos trabajos han analizado el rol de las condiciones iniciales de la humedad de suelo, así como de las parametrizaciones de superficie utilizadas para la representación de los procesos físicos, sobre las fuente de error en la caracterización de las interacciones suelo-atmósfera (Spennemann, 2010, Saulo et al. 2010, Collini et al. 2010, Ulke et al. (2004)). La falta de una red observacional de humedad de suelo ha llevado a inicializar los modelos con campos históricos y espacialmente homogéneos. Sin embargo, en la actualidad se han realizado experimentos numéricos con diferentes condiciones de humedad de suelo mostrando alteraciones en los perfiles termodinámicos y en el balance de energía en superficie y se concluye que considerar condiciones iniciales espacialmente heterogéneas mejoran su desempeño, como en el trabajo de Gevaerd y Freitas (2006). En esta tesis se utilizaron los datos provenientes de CPTEC-INPE a partir de la metodología propuesta por Gevaerd y Freitas (2006), y se planteó comparar los resultados considerando condiciones iniciales de humedad de suelo homogénea y heterogéneas en todo el dominio de estudio para un periodo de tiempo en particular como un estudio de sensibilidad.

En primer lugar se analizó la temperatura del aire en niveles cercanos a la superficie, en donde se contó con las observaciones. Las discrepancias encontradas entre los datos observados y los simulados podrían relacionarse, en este caso de estudio, a dos factores relacionados con el modelo: uno la estimación de la temperatura y otro la representación de la nubosidad en cada sitio experimental. Principalmente las diferencia en

los datos obtenidos en el sitio de San Luis, podrían estar relacionadas con la estimación propia de la temperatura a 2m, la cual se obtiene utilizando el valor correspondiente al nivel del modelo más cercano a la superficie y aplicando el método de los perfiles logarítmicos suponiendo válidas las hipótesis de la teoría de la semejanza de Monin-Obukhov (Stull, 1988). Cabe destacar que la aplicabilidad de dicha teoría está en cierto modo limitada en las condiciones topográficas de la zona de San Luis y esta sería una posible causa de la falta de concordancia entre los datos observados y los simulados. Sin embargo, esta metodología es común a todos los modelos atmosféricos de última generación. Por su parte, en Virasoro se estima que el factor que afectó mayormente el ajuste fue la falta de representación de la nubosidad, el modelo tendió a subestimar la nubosidad y por lo tanto la amplitud en los valores de la temperatura resultó mayor a la observada, especialmente los valores mínimos presentaron mayores diferencias. Si se comparan los resultados mencionados anteriormente con los obtenidos al considerar condiciones iniciales homogéneas de humedad de suelo se puede apreciar que las simulaciones fueron acertadas en ambos sitios. En Virasoro considerar condiciones de suelo homogéneas permitió tener un buen ajuste entre lo observado y lo simulado a excepción del día 21/7 en el cual el modelo no representó la precipitación y la nubosidad producto de la llegada de un frente frío a la región. Además, debe destacarse que en Virasoro los resultados corresponden a la retícula de resolución igual a 40 Km, esto indicaría que los procesos de microfísica de nubes que no pudieron representarse en alta resolución son los responsables de la inadecuada representación de la nubosidad y los procesos de precipitación.

El flujo de calor sensible se define como la tasa de transferencia de calor entre la superficie y la atmósfera, depende de la diferencia de temperatura entre ellas, así

como de la velocidad del viento y la vegetación. Por su parte, el flujo de calor latente definido como la tasa de transferencia de vapor de agua entre la superficie y la atmósfera, depende fundamentalmente del contenido de humedad y temperatura del suelo y del aire, la velocidad del viento y del gradiente de temperatura de la atmósfera. La vegetación juega un rol importante debido a que puede transferir humedad desde capas profundas del suelo a la atmósfera. En los experimentos numéricos realizados, estos flujos fueron razonablemente bien simulados por el modelo, con ciertas discrepancias que serán tratadas a continuación, así mismo el modelo supo reproducir la partición energética en los periodos simulados y en los dos sitios en cuestión.

En San Luis la simulación realizada durante el periodo cálido resultó más acertada que la realizada durante el periodo frío, en las simulaciones se observa que la mayor parte de la energía es destinada para los intercambios de calor sensible lo cual es consistente con el tipo de vegetación y las condiciones meteorológicas presentes en el lugar. Los valores de flujo de calor sensible fueron representados correctamente siendo sobreestimados al inicio y final del periodo lo cual podría estar asociado a la inicialización del modelo y a que no ha sido representada la nubosidad observada durante el día 19 de febrero, la presencia de dicha nubosidad provocó un decaimiento en los valores de flujo que no fue reproducido por el modelo. La subestimación de los valores de flujos de calor latente entre las 9 y las 17 HOA podría relacionarse con las condiciones de humedad de suelo. Durante el periodo frío la mayor diferencia encontrada se observó en los valores de flujos de calor latente para los cuales el modelo sobreestimó su variabilidad diurna, esta característica se asociaría, de igual manera a lo observado en el periodo cálido, a las condiciones de humedad del suelo. En especial se ha asociado las diferencias enunciadas anteriormente a las condiciones de humedad de suelo homogéneas dado que al realizar el experimento numérico considerando

condiciones iniciales homogéneas en el dominio se observó una concordancia entre los datos observados y simulados destacándose solo una leve sobrestimación de los flujos de calor latente, por lo tanto en general el desempeño del modelo fue razonable en este caso.

Con lo cual, considerando condiciones iniciales tanto homogéneas como heterogéneas, en el sitio experimental de San Luis se encontró que la mayor parte de la energía neta se invirtió en flujo de calor sensible, lo que es consistente con el tipo de vegetación y las condiciones de disponibilidad de agua presente en el lugar. Sin embargo, durante el periodo frío seleccionado, los resultados fueron más acertados al considerar condiciones homogéneas y esto indicaría que se podría tener una mejora en los resultados considerando un perfil homogéneo inicial de humedad del suelo en este sitio. Cabe destacar que los resultados de esta comparación corresponden a un único caso de estudio y se debe considerar mayor cantidad de datos y simulaciones para concluir si en este tipo de superficie es más recomendable suponer campo horizontalmente homogéneo y un perfil representativo promedio de humedad del suelo.

En oposición a San Luis, en Virasoro debido las condiciones ambientales presentes en el lugar y junto a la mayor cantidad de hojas verdes el proceso de transpiración favorece la mayor transferencia de calor latente con respecto al calor sensible. El modelo reprodujo el reparto de la energía esperado, a pesar de que presentó errores en los valores de flujos turbulentos especialmente sobrestimando los valores del flujo de calor latente. Sin embargo cuando se consideraron condiciones de humedad de suelo homogéneas la mayor cantidad de energía se utilizó para la transferencia de calor sensible durante los periodos de mayor radiación neta y los flujos de calor latente permanecieron constantes durante toda la simulación. Es así que los resultados en este tipo de superficie no fueron satisfactorios, siendo que el perfil de humedad utilizado ha sido menor al considerado con datos reales, y

dado que la región se caracteriza por la abundante precipitación y humedad ambiental asociado estas cantidades a la humedad del suelo, en primer lugar se podría inferir que en este tipo de superficies la estimación de la humedad del suelo a partir de datos satelitales de precipitación es más acertada que considerar condiciones iniciales homogéneas. Como se ha indicado anteriormente, para que este resultado sea concluyente deberán considerarse mayor cantidad de simulaciones con diferentes características.

La radiación neta fue estimada a partir de los valores simulados de radiación de onda corta y larga y el albedo de la superficie, calculados con el modelo de radiación propuesto por Chen y Cotton (1983). Tanto en San Luis como en Virasoro, durante todos los periodos simulados, los valores de radiación neta fueron representados razonablemente con mayores diferencias en los momentos de pérdida energética. También se observó una sobreestimación de la radiación especialmente en condiciones de cielo nublado teniendo a su vez efecto sobre el balance de energía, como fue observado en el caso de los datos de febrero en San Luis. Cabe destacar que la radiación neta se encuentra en balance con los flujos de calor sensible, de calor latente y hasta el momento no se hizo referencia al flujo de calor en el suelo, de aquí que cierta parte de radiación neta sea utilizada por este flujo y el cual no ha sido analizado en esta tesis.

La velocidad del viento en Virasoro fue bastante bien reproducida, no así las velocidades simuladas en San Luis. La principal causa de la falta de ajuste podría deberse a la parametrización, la cual utiliza la base de la teoría de Monin-Obukhov, así es que en Virasoro las condiciones de aplicabilidad de la teoría serían mayores. En cuanto a la distribución horizontal de la velocidad y dirección del viento en un entorno de la torre de San Luis el modelo pudo capturar la circulación inducida por el terreno y esto permitiría en

un futuro analizar el transporte y la circulación de mesoescala que interactúa con las concentraciones de CO₂ atmosférico a partir de un modelo biológico acoplado (Ter Maat et al. 2010, Wang et al. 2007, Pérez-Landa et al. 2007).

En cuanto a los perfiles verticales de temperatura y contenido de humedad en la atmósfera, fueron adecuadamente representados con diferencias que entran dentro de las encontradas en otros trabajos como ser Pérez-Landa et al. (2007) y De Arellano et al. (2004). Dichas discrepancias se pueden asociar a las resolución del modelo y de la aeronave relacionado con el footprint de las mediciones, también pueden ser atribuidas a las incertidumbres de los instrumentos, especialmente en la humedad específica, como es remarcado en De Arellano et al. (2004) haciendo referencia a errores de calibración en los sensores de medición de densidad de vapor de agua.

Esta fue una etapa de evaluación preliminar del desempeño del modelo BRAMS en donde se logró un éxito razonable en la representación de las variaciones observadas en los flujos de calor, vapor de agua y radiación en el bosque seco nativo y en el bosque implantado de Argentina. En general, las diferencias encontradas entre lo observado y lo simulado, podrían atribuirse a:

- * La física y dinámica del modelo, que involucra todas las parametrizaciones elegidas para los diferentes procesos físicos dentro de la Capa Límite de acuerdo con lo mencionado en Dolman et al. (2009) y Sarrat et al. (2007).

- * Condiciones iniciales de humedad del suelo, en el caso de las mediciones en San Luis los resultados fueron más apropiados al considerar condiciones espacialmente homogéneas y se puede relacionar con lo mencionado por Gevaerd y Freitas (2006) que la

utilización de condiciones iniciales más realistas no garantiza que las simulaciones de los flujos de superficie sean coherentes ya que estos dependerán también de los modelos de superficie empleados. Así es que, dependiendo del uso de suelo a veces es mejor inicializar considerando humedad de suelo homogénea y no la estimada por la precipitación a partir de información satelital.

* Las resoluciones temporales y espaciales, particularmente la resolución horizontal del modelo fue insuficiente para resolver los procesos turbulentos y las resoluciones de las observaciones realizadas por los sensores montados en plataformas fijas y móviles, valores que se desprenden del empleo de modelos de área fuente. Futuros estudios con mayor resolución o una diferente estrategia de anidado de retículas podrían contribuir a mejorar este aspecto.

* Condiciones de entorno meteorológico y errores en las condiciones meteorológicas iniciales y de contorno de mayor escala suministradas al modelo BRAMS. Como el modelo BRAMS es un modelo regional, necesita para las simulaciones numéricas, de valores en puntos de retícula provenientes de modelos globales de menor resolución. Si estos campos iniciales y de contorno no reproducen adecuadamente el entorno de mayor escala, esto se propagará al resultado del modelo BRAMS.

Finalmente, los resultados encontrados en esta tesis son coherentes con aquéllos obtenidos en otros estudios, de características similares al aquí presentado. En consecuencia, permiten afirmar que gran parte de los objetivos planteados se han cumplido, logrando evaluar el desempeño del modelo BRAMS en simular la interacción entre los ecosistemas estudiados y la atmósfera, con la configuración utilizada en distintos trabajos de investigación (Moreira et al. 2013, Garcia Skabar et al. 2011, Herrmann et al. 2011).

Si bien el modelo tuvo un buen desempeño, se presentaron algunas debilidades que requieren mejoras y hay que destacar, que para que algunos resultados sean concluyentes se deberá continuar investigando en el futuro. Resultando de interés estudiar en mayor detalle cuales son los mecanismos que el modelo está representando erróneamente y que conducen a las diferencias encontradas, así como también deben revisarse algunos aspectos metodológicos. También es necesario investigar sobre valores de ciertos parámetros genéricos de vegetación-suelo utilizados en la parametrización de superficie sobre los distintos usos de suelo, los cuales pueden ser otra fuente de error en la estimación de los flujos de calor sensible y latente. Los resultados de este trabajo están en línea con lo encontrado por Tolk, et al. (2009) en cuanto a que las incertidumbres en los flujos de energía pueden ser una principal fuente de error en las simulaciones de las propiedades de la atmósfera. De los resultados encontrados, se desprende la relevancia del estudio realizado y la necesidad de profundizar en los aspectos indicados.

Por otra parte, no se contó con suficiente infraestructura computacional como para acoplar un modelo biológico que mediante sus ecuaciones simule entre otros procesos, la respiración y la fotosíntesis. Para una investigación futura se propone utilizar la configuración propuesta en esta tesis junto a un modelo como ser el utilizado por Moreira et al. (2013). Una de las características que se espera es que dado el ajuste razonable que se observó en la temperatura del aire, se sugiere que será pequeña la incertidumbre en los flujos de respiración dependientes de dicha variable meteorológica (Pillai et al. 2011). También como es demostrado en Van der Molen y Dolman (2006), analizar como los efectos topográficos de mesoescala en San Luis pueden inducir perturbaciones en el campo horizontal y vertical de concentraciones de CO_2 , teniendo en cuenta que estos valores pueden ser considerados en modelos de inversión utilizados con el fin de estimar las fuentes

y sumideros de dióxido de carbono. Así es que, la validación de las simulaciones realizadas con el modelo BRAMS versión 4.2, permite afrontar con confianza una futura modelización del transporte y variabilidad del CO₂ en ecosistemas de Argentina.

6. Conclusiones

El incremento observado en los gases de efecto invernadero está produciendo un forzamiento radiativo (*) positivo en el clima (Ramaswamy et al. 2001), esta característica hizo que estos gases adquirieran un mayor interés en el ámbito científico. En especial, el interés se centra en conocer el comportamiento del CO₂ dentro del sistema Tierra-Atmósfera, con una especial atención dirigida hacia la biósfera terrestre (Houghton et. al., 1996, Barros et al. 2005). Conocer la variabilidad de los intercambios del dióxido de carbono como así también de vapor de agua y energía, en distintas escalas temporales y espaciales permite lograr un aporte al entendimiento de la dinámica de los ecosistemas (Aubinet et al. 2000, Baldochi et al. 2001). Una de las técnicas recientemente más utilizadas a nivel global para el registro continuo de los intercambios entre los ecosistemas y la atmósfera, es la denominada Eddy Covariance. Asimismo, el empleo de modelos atmosféricos de mesoescala para el modelado de los flujos de masa y energía es una herramienta que suma un aporte a la comprensión de los procesos de intercambio suelo-atmósfera dentro de la Capa Límite Atmosférica. Lo enunciado anteriormente motivó la elaboración de la presente tesis en la cual se planteó caracterizar los intercambios de masa y energía, estudiando su variabilidad sobre un bosque seco nativo y un bosque implantado en Argentina y a partir de dichos datos evaluar el desempeño del modelo BRAMS-4.2 en reproducir estos intercambios dentro de las capas bajas de la atmósfera.

Los resultados obtenidos en este trabajo de investigación permitieron abordar a las siguientes conclusiones:

* Se define como una medida de la influencia que tiene un agente sobre el equilibrio radiativo Tierra-Atmósfera y se lo considera como índice de la potencialidad de dicho agente en ejercer un proceso de cambio climático.

- En este caso de estudio, el empleo de las parametrizaciones propuestas por Kljun et al. (2004) y Hsieh et al. (2000) para el cálculo del área fuente de las mediciones realizadas con los sistemas EC dieron resultados dispares. La primera parametrización mostró distancias más próximas al sensor y permanecieron aproximadamente constante a lo largo del día. Por su parte, la parametrización de Hsieh dio como resultado distancias que se encontraron más próximas al sensor en momentos de mayor inestabilidad y distancias más alejadas del mismo en los momentos de estabilidad atmosférica.

- A partir de las mediciones realizadas por los sistemas EC se encontró que las concentraciones de CO₂ presentaron un marcado ciclo diurno en los dos ecosistemas estudiados, con mínimos en horas diurnas y máximos en horas nocturnas asociados a la asimilación dominante por fotosíntesis y a la liberación por respiración, respectivamente. El valor diario promedio en Virasoro fue igual a 736.2 ± 42.4 mg/m³ y en San Luis igual a 641.9 ± 22.4 mg/m³. Los valores de las concentraciones de CO₂ atmosférico registradas durante el mes más seco dentro del periodo estudiado fueron mayores que las registradas durante el mes más húmedo, especialmente en el bosque seco nativo. El ciclo estacional de la concentración de CO₂ fue dominado por la actividad fisiológica de las plantas y la respiración del suelo, caracterizándose por un estado de decaimiento durante los meses de otoño e invierno y un consiguiente incremento a partir de la primavera, especialmente en el bosque implantado.

- Al igual que los valores de concentraciones, los flujos de CO₂ mostraron un ciclo diurno, con una amplitud media mayor en verano e igual a 1.42 mg/m²s en Virasoro y 0.27 mg/m²s en San Luis. Mientras que durante los meses de invierno la amplitud media fue igual a 0.81 en Virasoro y 0.12 mg/m²s en San Luis. Los valores de flujo diurnos (9-18hs)

fueron más variables que los flujos nocturnos (21-6hs) los cuales permanecieron aproximadamente constante a lo largo del año.

- Los flujos de calor latente registrado en el bosque implantado fueron mayores a los registrados en el bosque nativo y viceversa en el caso de los flujos de calor sensible, estas características han sido asociadas al tipo de vegetación y a la disponibilidad de agua en cada sitio.

- Considerando la energía total (flujo de calor latente + flujo de calor sensible) en el bosque implantado en las primeras horas de la mañana y a partir de la puesta del sol, cerca de un 70% de la energía disponible es convertida en calor sensible, mientras que durante las horas diurnas (8 a 17 hs) en promedio se utiliza un 75% de la energía disponible para la evapotranspiración. En el caso del bosque seco nativo, en todas las estaciones del año se aprecian dos máximos bien definidos de igual magnitud, el primero en horas de mañana atrasa su ocurrencia hacia la estación fría, y la energía disponible para calor latente pasa de 50% en verano a 30% en invierno. El segundo entre las 17 y 19 hs, cuya ocurrencia se atrasa hacia la estación cálida.

- La implementación del sistema de sensores instalados a bordo del avión Sky Arrow 650 E.R.A. permitió realizar mediciones en los primeros metros de la atmósfera. Esta herramienta resulta valiosa dentro del ámbito de estudio de los recursos naturales, complementado el uso de los sensores instalados en las torres micrometeorológicas.

- Los resultados mostrados en esta tesis pueden contribuir a mejorar el entendimiento de los procesos biofísicos sobre la variabilidad de las concentraciones y flujos de CO₂ atmosférico y vapor de agua. Destacando que así como el tipo de vegetación influye sobre los intercambios superficie-atmósfera, la atmósfera juega un rol importante a

través del proceso de mezcla y transporte hacia las capas más altas. Asimismo, dichos resultados contribuyen al conocimiento de niveles de referencia de concentraciones y flujos entre distintos ecosistemas y la atmósfera junto a los mecanismos físicos que participan en este intercambio. Dichos elementos resultarán útiles para el análisis de escenarios climáticos y la representación de procesos físicos en modelos climáticos regionales.

- En esta tesis fueron simulados distintos periodos en febrero y julio de 2010 con el modelo de mesoescala BRAMS-4.2 con una resolución de 2.5km. Las simulaciones fueron capaces de reproducir satisfactoriamente las variaciones diurnas observadas en las variables meteorológicas como en los flujos de radiación, calor y humedad en la mayor parte de los periodos estudiados. Esto permitiría a futuro poder acoplar un modelo biológico para simular el comportamiento del CO₂ sobre los dos sitios estudiados en Argentina.

- Las futuras líneas de investigación quedarán concentradas en el modelado atmosférico-biológico de la interacción entre los ecosistemas y la Capa Límite Atmosférica. En especial, contando con datos en ecosistemas de Argentina se podrá evaluar la habilidad de representación de los intercambios turbulentos del modelo propuesto por Moreira et al. (2013), en el cual la parametrización de superficie JULES (Joint UK Land Environment Simulator) (Essery et al. 2003) es acoplada al modelo CCATT -BRAMS (modelo Coupled Chemistry-Aerosol-Tracer Transport desarrollado sobre Brazilian Regional Atmospheric Modeling System, Freitas et al. 2009). La parametrización JULES incluye el modelado del ciclo de CO₂ que no estaba incluido en el esquema LEAF-3 (Walko et al. 2000) utilizado en esta tesis.

7. Bibliografía

- Aber J y Melillo A. 2001. *Terrestrial Ecosystems*. Cengage Learning, 2º Ed., Estados Unidos, 556 pp.
- Aguiar R., Von Randow C., Priante Filho N., Manzi F., Gonçalves Aguiar L. y Cardoso F., 2006. Fluxos de massa e energía em uma floresta tropical no sudoeste da Amazônia, *Revista Brasileira de Meteorologia*, **21**, 248-257.
- Ahmadov R, Gerbig C, Kretschmer R, Koerner S, Neininger B, Dolman A y Sarta C. 2007. Mesoscale covariance of transport and CO₂ fluxes: Evidence from observations and simulations using the WRF-VRPM coupled atmosphere-biosphere model. *Journal of Geophysical Research*, **112**, D22107.
- Andrade V., Costa A., Costa J. y Malhi Y. 2002. Variação horária de concentração e fluxos de dióxido de carbono no munguezal: um estudo de caso, *XII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Foz de Iguaçu-PR.
- Anthoni, P., Law, B. y Unsworth, M., 1999. Carbon and water exchange of an open-canopied ponderosa pine ecosystem. *Agric. For. Meteorol.*, **95**, 115-168.
- Atlas de Suelo de la República Argentina en CD-Rom 1995. Instituto de Suelos CIRN/INTA, AEROTERRA, Fundación ArgenINTA, Buenos Aires.
- Aubinet M, Grelle, A., Ibrom, A., Rannik, Ü., Moncrieff, J. B., Foken, T., Kowalski, A. S., Martin, P. H., Berbigier, P., Bernhofer, C., Clement, R., Elbers, J. A., Granier, A., Grünwald, T., Morgenstern, K., Pilegaard, K., Rebmann, C., Snijders, W., Valentini, R. y Vesala, T. 2000. Estimates of the annual net carbon and water

- exchange of European forests: The EUROFLUX methodology, *Adv. Ecol. Res.*, **30**, 113-175.
- Baidya Roy, S., y Avissar R., 2002: Impact of land use/land cover change on regional hydrometeorology in Amazonia. *J. Geophys. Res.*, **107**, doi:10.1029/2000JD000266.
- Baldocchi, D. D., Falge, E., Gu, L., Olson, R., Hollinger, D., Running, D., Anthoni, P. M., Bernhofer, C., Davis, K. J., Evans, R., Fuentes, J. D., Goldstein, A. H., Katul, G. G., Law, B. E., Lee, Z., Malhi, Y., Meyers, T. P., Munger, W., Oechel, W., Paw U, K. T., Pilegaard, K., Schmid, H. P., Valentini, R., Verma, S. B., Vesala, T., Wilson, K. B. y Wofsy, S. C. 2001. FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **82**, 2415–2434.
- Baldocchi, D. D. 2003. Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rate of ecosystem: past, present and future. *Global Change Biology*, **9**, 479-492.
- Barros V. Menéndez A. y Nagy G.eds.. 2005. El Cambio Climático en el Río de la Plata, *Ed. CIMA*, 200 pp.
- Burba, G.G., y Anderson, D.J., 2007. Introduction to the Ecovariance Method: General Guidelines and Conventional Workflow, *LI-COR Biosciences*, <http://www.licor.com>, 141 pp.
- Batchvarova, E., y Gryning S. E.1991. Applied model for the growth of the daytime mixed layer. *Bound. Layer Meteor.*, **56**, 261-274
- Campbell G. y Norman J. 1998. An introduction to environmental biophysics. *Springer Science*, 2nd ed., Business Media, New York.

- Chanda, A., Akhand, A., Manna, S., Dutta, S., Das, I., y Hazra, S., 2013. Spatial variability of atmosphere-biosphere CO₂ and H₂O exchange in selected sites of Indian Sandarbans during summer. *Tropical Ecology*, **54**, 167-178.
- Chapin, F., Matson, P. y Mooney, H., 2002. Principles of terrestrial ecosystem ecology. Ed. *Springer-Verlag*. New York, 436p.
- Chen, C. y Cotton W. R. 1983. A one-dimensional simulation of the stratocumulus capped mixed layer. *Boundary Layer Meteorology*, **25**, 289-321.
- Chou, W. W., Wofsy, S. C., Harris, R. C., Lin, J. C., Gerbig, C. y Sachse, G. W. 2002. Net fluxes of CO₂ in Amazonia derived from aircraft observations. *J. Geophys. Res.*, **107**, n. D22, p. 4614.
- Cihlar, J., Denning, S., Ahern, F., Arino, O., Belward, A., Bretherson, F., Cramer, W., Dedien, G., Field, C., Francey, R., Gommers, R., Gosz, J., Hibbard, K., Igarashi, T., Kabat, P., Olsen, D., Plummer, S., Rasool, I., Raupach, M., Scholes, R., Townsend, J., Valentini, R. y D. Wickland. 2002. Initiative to quantify terrestrial carbon sources and sinks. *EOS*. Transactions of the American Geophysical Union, **83**, doi: 10.1029/2002EO000002.
- Collini E. A., Dillon M. E., Ferreira L., Pujol G., 2010. Estudio de la sensibilidad del modelo WRF-ARW versión SMN empleando los campos de humedad de suelo provenientes de modelos globales y de sensores remotos. *XXV Reunión Científica de la AAGG*, Córdoba, Argentina; Resumen publicado en las Actas de la Reunión ISBN 978-987-25291-2-3.
- Conde-Álvarez C. y Saldaña-Zorrilla S. 2007. Cambio Climático en América Latina y el Caribe: Impactos, vulnerabilidad y adaptación, *Revista ambiente y desarrollo*, Santiago de Chile, **23**, 23-30.

- Costa, R., 2000. Fluxos de dióxido de carbono em uma área de floresta na Amazônia Central, *Dissertação (Mestrado em agrometeorologia)*, Piracicaba/SP: ESALQ/USP, p. 97.
- Cotton, W.R., R.A. Pielke Sr., R.L. Walko, G.E. Liston, C. Tremback, H. Jiang, R.L. McAnelly, J.Y. Harrington, M.E. Nicholls, G.G. Carrio, y J.P. McFadden, 2003. RAMS 2001: current status and future directions, *Meteor. Atmos. Phys.*, **82**, 5-29.
- Crawford, T. L., Dobosy R. J., McMillen R. T., Vogel C. A., y Hicks B. B., 1996. Air-surface exchange measurement in heterogeneous regions: Extending tower observations with spatial structure observed from small aircraft, *Global Change Biol.*, **2**, 275–285.
- De Arellano J., Gioli B., Miglietta F., Jonker H., Baltink H., Hutjes R., y Holtslag A., 2004. Entrainment process of carbón dioxide in the atmospheric boundary layer. *J. Geophys. Res.*, **109**, D18110, doi:10.1029/2004JD004725.
- Denning, S., Nicholls, M., Prihodko, L., Baker, I., Vidale, L., Davis, K. y Bakwin, P., 2003. Simulated variations in atmospheric CO₂ over a Wisconsin forest using a coupled ecosystem-atmosphere model, *Global Change Biology*, **9**, 1241-1250.
- Desjardins, R. L., MacPherson, J. I., Shuepp, P. H., y Karanja, F. 1989. An evaluation of aircraft flux measurements of CO₂, Water Vapour and Sensible Heat, *Boundary-Layer Meteorology*. **47**, 55–69.
- Desjardins, R. L., Hart, R. L., MacPherson, J. I., Schuepp, P. H., y Verma, S. B. 1992. Aircraft and Tower-Based Fluxes of Carbon Dioxide, Latent, and Sensible Heat, *J. Geophys. Res.* **97D17.**, 18.477–18.485.
- Desjardins, R. L., MacPherson, J. I., Mahrt I., Schuepp, P. H., Pattey E., Neumann H., Baldocchi D., Wofsy S., Fitzjarrald D., Mc Caugley H. y Joimes D. 1997.

Scaling up flux measurements for the boreal forest using aircraft-tower combinations, *J. Geophys. Res.* **102** D24., 29.125–29.133.

Dolman A., Noilhan J., Durand P., Sarrat C., Brut A., Pignatelli B., Butet A., Jarosz N., Brunet Y., Loustau D., Lamaud E., Tolk L., Ronda R., Miglietta F., Gioli B., Magliulo V., Esposito M., Gerbig C., Korner S., Glademard P., Ramonet M., Ciais P., Neininger B., Hutjes R., Elbers J., Macatangay R., Schrems O., Perez-Landa G., Sanz M., Scholz Y., Facon G., Ceschia E., y Beziat P., 2006. The CarboEurope regional experiment strategy, *American Meteorological Society*, 1367-1379.

Drake B. y Gózález-Meler M., 1996. More efficient plants: A consequence of rising atmospheric CO₂?, *Annu. Rev. Plant Physiol. Plant Mol. Biol.*, **48**, 609-639.

Duarte CM, Abanades JC, Agustí S, Alonso S, Benito G, Ciscar JC, Dachs J, Grimalt JO, López I, Montes C, Pardo M, Ríos AF, Simó R, y Valladares F. 2009. Cambio global: Impacto de la actividad humana sobre el sistema Tierra, CSIC, Madrid, 170 pp.

Essery, R. L. H., Best, M. J., Betts, R. A., Cox, P. M. y Taylor, C. M., 2003. Explicit Representation of Subgrid Heterogeneity in a GCM Land Surface Scheme, *J. Hydrometeorol.*, **4**, 530–543.

Freitas, S., Longo, K., Silva Dias, M., Chatfield, R., Silva Dias, P., Ataxo, P., Andreae, M., Grell, G., Rodrigues, L., Fazenda, A. y Panetta, J., 2009. The Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATT-BRAMS)-Part 1: Model description and evaluation, *Atmos. Chem. Phys.*, **9**, 2843-2861, doi: 10.5194/acp-9-2843-2009.

- Flatau, P. J., Tripoli, G. J., Verlinde, J., y Cotton, W. R., 1989. The CSURAMS cloud microphysical Module: General Theory and Code Documentation, *Technical Report 451*, Dep. Atmos. Sci., Colorado State University, Fort Collins, CO, USA, 88 pp.
- Foken T. y Wichura B. 1996. Tools for quality assessment of surface-based flux measurements, *Agric. Forest Meteorol.*, **78**, 83-105.
- Foken T., 2008. Micrometeorology, *Springer*, Verlag Berlin Heidelberg, 306 pp.
- Fuhrer, J. 2003. Agroecosystem responses to combinations of elevated CO₂, ozone and global climate change, *Agriculture, Ecosystems and Environment*, **97**, 1–20.
- Garcia Skabar Y., Salio P. y Nicolini M., 2011. Verificación de los pronósticos del modelo BRAMS centrado en la región subtropical de Sudamérica. *Revista Brasileira de Meteorología*, **27**, 291-306.
- Gash, J.H.C., 1986. A note on estimating the effect of a limited fetch on micrometeorological evaporation measurements, *Boundary-Layer Meteorol.*, **35**, 409–413.
- Gesch, D., Verdin, K., y Greenlee, S., 1999. New land surface digital elevation model covers the Earth. *EOS T. Am. Geophys. Un.*, **80**, 69-70.
- Gevaerd, R. E y S. R. Freitas, 2006. Estimativa operacional da umidade do solo para iniciação de modelos de previsão numérica da atmosfera. Parte I: Descrição da metodologia e validação. *Revista Brasileira de Meteorologia*, **21**, n. 3a, p. 59-73.
- Gioli B., Miglietta F., De Martino B., Hutjes R., Dolman H., Lindroth A., Schumacher M., Sanz M., Manca G., Peressotti A. y Dumas E., 2004. Comparison between tower and aircraft-based eddy covariance fluxes in five European regions, *Agricultural and Forest Meteorology*, **127**, 1-16.

- Gioli B., Miglietta F., Vaccari F., Zaldei A. y De Martino B., 2006. The Sky Arrow ERA, an innovative airborne platform to monitor mass, momentum and energy exchange of ecosystems, *Annals of Geophysics*, **49**, 109-116.
- Grell, G. A., and Dezsó Devenyi., 2002. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques, *Geophysical Research Letters*, **29**, 14, doi:10.1029/2002GL015311.
- Hanan N., Kabat P., Dolman J. y Elbers J., 1998. Photosynthesis and carbon balance of a Sahelian fallow savanna, *Global Change Biology*, **4**, 523-538.
- Hatfield, J., Prueger, J. y Kustas, W., 2007. Spatial and temporal variation of energy and carbon fluxes in Central Iowa, *Agronomy Journal*, **99**, 285-296.
- Herrmann, V. y Freitas, S. 2011. Atmospheric CO₂ budget over the Amazon basin: the role of convective systems. *Rev. bras. meteorol.*, **26**, 529-540.
- Hill, R., 1989. Implications of Monin-Obukhov Similarity Theory for Scalar Quantities. *J. Atmospheric Sciences*, **46**, 2236-2244.
- Horst, T. W. y Weil, J. C., 1992. Footprint Estimation for Scalar Flux Measurements in the Atmospheric Surface Layer, *Boundary-Layer Meteorology*, **59**, 279–296.
- Houghton, J.T., Meira Filho, L.G.; Calander, B.; Harris, N.; Katttnberg, A.; Maskell, K. 1996.. Climate Change 1995 – The Science of Climate Change, *Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, UK: Cambridge University Press.
- Houghton, R., 2007. Balancing the global carbon budget, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **35**, 313-347.
- Hsieh, C., 2000. An approximate analytical model for footprint estimation of scalar fluxes in thermally stratified atmospheric flows, *Advances in Water Resources*, **23**, 765-772.

- Hutjes, R., Vellinga, O., Gioli, B., and Miglietta, F., 2010. Dis-aggregation of airborne flux measurements using footprint analysis, *Agricultural and Forest Meteorology*, 150: 966-983.
- Instituto de Clima y Agua, 2014. Procesamiento de datos medidos con sistema Eddy Covariance. Informe interno. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA) - Centro Nacional de Investigaciones Agropecuarias (CNIA), Hurlingham.
- IPCC, 2007. Climate Change 2007- The Physical Science Basis: Working Group I, Contribution to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Intergovernmental Panel on Climate Change.
- IPCC, 2010. Meeting Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Expert Meeting on Detection and Attribution Related to Anthropogenic Climate Change [Stocker, T.F., C.B. Field, D. Qin, V. Barros, G.-K. Plattner, M. Tignor, P.M. Midgley, and K.L. Ebi eds.]. IPCC Working Group I Technical Support Unit, University of Bern, Bern, Switzerland, pp. 55.
- Isaac P., Mcaneney J., Leuning R. y Hacker M., 2004. Comparison of aircraft and ground-based flux measurements during OASIS95, *Boundary-Layer Meteorology*, **110**, 39–67.
- Janzen H., 2004. Carbon cycling in earth systems—a soil science perspective: Review, *Agriculture, Ecosystems and Environment*, **104**, 399–417.
- Jobbágy E., Noretto M., Santoni C y Baldi G., 2008. El desafío ecohidrológico de las transiciones entre sistemas leñosos y herbáceos en la llanura Chaco-Pampeana. *Ecología Austral*, **18**, 305-322.
- Jumilla F., y coautores 2011. La iniciativa de ecorresponsabilidad agricultura murciana como sumidero de CO₂. Marca LessCO₂, www.lessco2.es

- Kalnay, E. y Coauthors, 1996. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437–471
doi: [http://dx.doi.org/10.1175/15200477\(1996\)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/15200477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2)
- Kaiman, J. y Finnegan, J., 1994. Atmospheric boundary layer flow. Their structure and measurement. New York: Oxford Univ. Pr.
- Kelly R., Smith E. y MacPherson J., 1992. A comparison of surface sensible and latent heat fluxes from aircraft and surface measurements in FIFE 1987, *Jour. of Geophy. Researc.*, **97**, 18445-18453.
- Kljun N., Kormann, R., Rotach, M. y Meixer, F., 2003. Comparison of the Lagrangian footprint model LPDM-B with an analytical footprint model, *Research Note Boundary-Layer Meteorology* 106: 349–355.
- Kljun N., Calanca, P., Rotach, M. y Schmid, H., 2004. A simple parameterisation for flux footprint predictions, *Boundary-Layer Meteorology*, **112**, 503-523.
- Lauvaux, T., Gioli, B., Sarrat, C., y coautores, 2009. Bridging the gap between atmospheric concentrations and local ecosystem measurements, *Geophysical Research Letters*, 1-17, DOI: 10.1029
- Leclerc, M. Y. y Thurtell, G. W., 1990. Footprint Prediction of Scalar Fluxes Using a Markovian Analysis, *Boundary-Layer Meteorology*, **52**, 247–258.
- Lenschow, D. H., 1995. Micrometeorological techniques for measuring biosphere-atmosphere trace gas exchange. En Matson, P.; Harris, R., eds. *Biogenic Trace Gases: Measuring Emissions from Soil and Water*. Methods in Ecology Series. New York, Blackwell, 126-163.
- Lloyd J.,Kolle O., Fritsch H., Freitas S., Silva Dias M.,Artaxo P., Nobre A., de Araújo A., Kruijt B., Sogacheva L., Fisch G., Thielmann A., Kuhn U. y Andreae M., 2007. An airborne regional carbon balance for Central Amazonia, *Biogeosciences*, **4** 1., 99-123.

- Lu, L., Denning, A., da Silva-Dias, M., da Silva-Dias, P., Longo, M., Freitas, S. y Saatchi, S. 2005., Mesoscale circulations and atmospheric CO₂ variations in the Tapajós Region, Pará, Brazil, *Journal of Geophysical Research*, **110**,D21102, doi:10.1029/2004jd005757.
- Mahrt L., 1998. Flux sampling errors for aircraft and towers, *Jour. of Atmosp. and Ocean. Techn.*, **15**,416-429.
- Malhi, Y., Meier, P. y Brown, S., 2002. Forests, carbon and global climate, *The Royal Society*, pg. 1567-1591, London – UK.
- Maselli F., Gioli B., Chiesi M., Vaccari F., Zaldei A., Fibbi, L., Bindi, M. y Miglietta F., 2010. Validating an integrated strategy to model net land carbon exchange against aircraft flux measurements, *Remote Sensing of Environment*, **114**, 1108-1116.
- Marchesini V., Sobrino J., Hidalgo M. y Di Bella C., 2009. La eliminación selectiva de vegetación arbustiva en un bosque seco de Argentina y su efecto sobre la dinámica del agua, *Revista de Teledetección*, **31**, 93-102.
- Matese, A., Gioli, B., Vaccari, F.P., Zaldei, A. y Miglietta, F., 2009. Carbon dioxide emissions of the city center of Firenze, Italy: measurement, evaluation, and source partitioning. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **48 9.**, 1940-1947.
- Mellor, G. L., y Yamada, T., 1974. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1791-1806.
- Miglietta, F., Gioli, B., Brunet, Y., Hutjes, R. W. A., Matese, A., Sarrat, C., y Zaldei, A., 2009. Sensible and latent heat flux from radiometric surface temperatures at the regional scale: methodology and validation, *Biogeosciences Discuss.*, **6**, 1945–1978, <http://www.biogeosciences-discuss.net/6/1945/2009/>

- Moncrieff J., Valentini R., Greco S., Seufert G. y Ciccioli P., 1997. Trace gas exchange over terrestrial ecosystems: methods and perspectives in micrometeorology, *Journal of Experimental Botany*, **48**, 1133-1142.
- Moncrieff J., Jarvis P. y Valentini R., 2000. Canopy Fluxes, en Sala O., Jackson R., Mooney H. y Howarth R. eds. *Methods in Ecosystem Sciences*. Springer-Verlag. New York. Inc.
- Monteith J. y Unsworth M. 2008. Principles of environmental Physics, Elsevier Inc., Burlington, USA, 414 pp.
- Moreira D, Freitas S, Bonatti J., Mercado L., Rosário N., Longo K., Miller J., Gloor M. y Gatti L., 2013. Coupling between the JULES land-surface scheme and the CCATT-BRAMS atmospheric chemistry model (JULES-CCATT-BRAMS1.0): applications to numerical weather forecasting and the CO₂ budget in South America, *Geosci. Model Dev.*, **6**, 1243-1259.
- Oke, T., 1988. Boundary Layer Climates. 2º Edición. Ed. Taylor and Francis. 435 p.
- Pérez Landa G; Ciais P; Gangoiti G; Palau J; Carrara A; Gioli B; Miglietta F; Schumacher M; Millan M y Sanz M., 2007. Mesoscale circulations over complex terrain in the Valencia coastal region, Spain. Part 2: Modeling CO₂ transport using idealized surface fluxes, *Atmos. Chem. Phys.*, **7**, 1851-1868.
- Pielke R.A., W. R. Cotton, R. L. Walko, C. J. Tremback, W. A. Lyons, L. D. Grasso, M. E. Nicholls, M. D. Moran, D. A. Wesley and T. J. Lee and Copeland J., 1992. A comprehensive meteorological modeling system-RAMS, *Meteorology and atmospheric Physics*, **49**, 69-91.
- Pielke, R.A., 2001: Influence of the spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus convective rainfall. *Rev. Geophys.*, **39**, 151-177.

- Pillai D., Gerbig C., Ahmadov R., Rödenbeck C., Kretschmer R., Koch T., Thompson R., Neininger B. y Lavrié J., 2011. High-resolution simulations of atmospheric CO₂ over complex terrain – representing the Ochsenkopf mountain tall tower, *Atmos. Chem. Phys.*, **11**, 7445-7464.
- Ramaswamy, V., Boucher, O., Haigh, J., Hauglustaine, D., Haywood, J., Myhre, G., Nakajima, T., Shi, G., Solomon, S., Betts, R. E., Charlson, R., Chuang, C. C., Daniel, J. S., Del Genio, A. D., Feichter, J., Fuglestvedt, J., Forster, P. M., Ghan, S. J., Jones, A., Kiehl, J. T., Koch, D., Land, C., Lean, J., Lohmann, U., Minschwaner, K., Penner, J. E., Roberts, D. L., Rodhe, H., Roelofs, G. J., Rotstayn, L. D., Schneider, T. L., Schumann, U., Schwartz, S. E., Schwartzkopf, M. D., Shine, K. P., Smith, S. J., Stevenson, D. S., Stordal, F., Tegen, I., van Dorland, R., Zhang, Y., Srinivasan, J., y Joos, F. 2001. Radiative Forcing of Climate Change. *Related Information: Climate Change 2001: The Scientific Basic*.
- Reynolds, R., 1988. A real-time global sea surface temperature analysis. *Journal of Climate*, **1**, 75–87. doi: [10.1175/1520-\(1988\)001<0075.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-(1988)001<0075:2.CO;2)
- Righetti, S, y Gassmann, M. I., 2013. Balance de energía sobre una superficie cultivada en el sudeste de la provincia de Buenos Aires, *Meteorologica*, **38**, 91-104.
- Rodell, M., y Coauthors, 2004. The Global Land Data Assimilation System. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **85**, 381–394.
- Sarrat, C., Noilhan, J., Lacarrère, P., Ceschia, E., Ciais. P., Dolman, A., Elbers, J., gerbig, C., Gioli, B., Lauvaux, T., Miglietta, F., Neininger, B., Ramonet, M., Vellinga, O. y Bonnefond, J., 2009. Mesoscale modelling of the CO₂ interactions between the surface and the atmosphere applied to the April 2007

- CERES field experiment, *Biogeosciences*, **6**, 633-646, www.biogeosciences.net/6/633/2009.
- Sarrat, C., Noilhan, J., Dolman, A., Gerbig, C., Ahmadov, R., Tolk, L., Meesters, A., Huutjes, R., Ter Maat, H., Pérez-Landa, G. y Donier S., 2007. Atmospheric CO₂ modeling at the regional scale: an intercomparison of 5 meso-scale atmospheric models, *Biogeosciences*, **4**, 1115-1126, www.biogeosciences.net/4/1115/2007.
- Saulo C., Ferreira L., Nogues-Paegle J., Seluchi M. y Ruiz J., 2010. Land–Atmosphere Interactions during a Northwestern Argentina Low Event. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 2481-2498. doi: 10.1175/2010MWR3227.1.
- Schmid, H. P. y Oke, T. R., 1990. A Model to Estimate the Source Area Contributing to Turbulent Exchange in the Surface Layer over Patchy Terrain, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* **116**, 965–988.
- Schmid H.P. 1994., Source areas for scalars and scalar fluxes, *Boundary-Layer Meteorology*, 64: 293-318.
- Schmid H., Grimmond C., Cropley F., Offerle B. y Hong-Bing S., 2000. Measurements of CO₂ and energy fluxes over a mixed hardwood forest in the mid-western United States, *Agricultural and Forest Meteorology*, **103**,357–374.
- Schmid, H. P., 2002. Footprint Modeling for Vegetation Atmosphere Exchange Studies: A Review and Perspective, *Agricultural and Forest Meteorology*, **113**, 159–184.
- Serrano-Ortiz, P., Kowalski A. y Alados-Arboledas L., 2007. The eddy covariance technique: a tool to quantify ecosystem CO₂ exchanges, *Acta Granatense*, **4/5**, 95-106.
- Serrano-Ortiz, P., 2008. Intercambios de CO₂ entre atmósfera y ecosistemas kársticos: Aplicabilidad de las técnicas comúnmente empleadas, *Tesis de doctorado en Cs. y Tecnología del medio ambiente*, Universidad de Granada, España, 306 pp.

- Shuttleworth, W., 1991. Insight from large-scale observational studies of land/atmosphere interactions, *Surv. Geophys.*, **12**, 3-30.
- Schuepp P., Leclerc M., MacPherson J. y Desjardins R., 1990. Footprint prediction of scalar fluxes from analytical solutions of the diffusion equation, *Boundary-Layer Meteorology*, **50**, 355- 373.
- Smith, R. y Smith, T., 2000. Ecología (4ª edición). Ed. Addison Wesley. Madrid. 642 p.
- Spennemann, P., 2010. Evaluación de la representación de la humedad del suelo con el modelo WRF-CIMA. Tesis de Licenciatura en Cs. de la Atmósfera. Depto. de Cs. de la Atmósfera. FCEN-UBA.
- Stull, R., 1988. An Introduction to boundary layer meteorology, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 670 pp.
- Tans P., Fung I. y Takahashi T., 1990. Observational constraints on the global atmospheric CO₂ budget, *Articles, Science*, **247**, 1431-1438.
- Ter Maat, H., Hutjes, R., Miglietta, F., Gioli, B., Bosveld, F., Vermeulen, A. y Fritsch, H., 2010. Simulating carbon exchange using a regional atmospheric model coupled to an advanced land-surface model, *Biogeosciences*, **7**, 2397-2417, www.biogeosciences.net/7/2397/2010.
- Thomson D., 1987. Criteria for the selection of stochastic models of particle trajectories in turbulent flows, *J. Fluid Mech*, **180**, 529-56.
- Thoning K., Tans P. y Komhyr W., 1989. Atmospheric Carbon Dioxide at Mauna Loa Observatory 2. Analysis of the NOAA GMCC Data, 1974-1985, *Journal of Geophysical Research*, **94**, N° D6, 8549-8565.
- Tolk, L., Peters, W., Meesters, A., Groenendijk, M., Vermeulen, A., Steeneveld, G. y Dolman A., 2009. Modelling regional scale surface fluxes, meteorology and

- CO₂ mixing ratios for the Cabauw tower in the Netherlands, *Biogeosciences*, **6**, 2265-2280, www.biogeosciences.net/6/633/2009.
- Ulke, A., García Skabar, Y. y Nicolini, M., 2004. Estimación de la evapotranspiración real mediante el uso de un modelo atmosférico regional, X Reunión Argentina de Agrometeorología y IV Congreso Latinoamericano de Agrometeorología: Agrometeorología y Seguridad Alimentaria en América Latina, Mar del Plata, Argentina, 13 al 15 de Octubre de 2004, Asociación Argentina de Agrometeorología, Facultad de Agronomía, UBA, Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria y Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA, N° 158, CD de la Conferencia, ISBN: 950-29-0821-X, (resumen extendido 2 pp).
- Van der Molen, M. y Dolman, A., 2007. Regional carbon fluxes and the effect of topography on the variability of atmospheric CO₂, *J. Geophys. Res.*, **112**, D01104, doi:10.1029/2006JD007649.
- Vellinga O., Gioli B., Elbers J., Holtslag A., Kabat P. y Hutjes R., 2010. Regional carbon dioxide and energy fluxes from airborne observations using flight-path segmentation based on landscape characteristics, *Biogeosciences*, **7**, 1307-1321, www.biogeosciences.net/7/1307/2010.
- Verma, S. 1990. Micrometeorological methods for measuring surface fluxes of mass and energy. *Remote Sensing Reviews*, **5**(1): 99-105.
- Vesala T., Kljun N., Rannik U., Rinne J., Sogachev A., Markkanen T., Sabelfeld K., Foken Th. y Leclerc M.Y., 2008. Flux and concentration footprint modelling: State of the art, *Environmental Pollution*, **152**, 653-666. www.elsevier.com/locate/envpol.
- Vitousek P., Mooney H., Lubchenco J., y Melillo J. 1997. Human domination of Earth's ecosystems, *Science*, **277**, 494-499.

- Walko, R., Band, L., Baron, J., Kittel, F., Lammers, R., Lee, T., Ojima, D., Pielke, R., Taylor, C., Tague, C., Tremback, C., y Vidale, P., 2000. Coupled atmosphere–biophysics–hydrology models for environmental modeling, *J. Appl. Meteorol.*, **39**, 931–944.
- Wang, J.-W., Denning A., Lu L., Baker T., Corbin K. y Davis K. 2007. Observations and simulations of synoptic, and local variations in atmospheric CO₂, *Journal of Geophysical Research*, **112**, Do4108.
- Ward, P., Micin, S. y Fillery I. 2012. Application of eddy covariance to determine ecosystem-scale carbon balance and evapotranspiration in an agroforestry system, *Agricultural and Forest Meteorology*, **152**, 178-188.
- Webb E., Pearman G. y Leuning R. 1980. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer, *Quart. J. Royal Meteorol. Soc.*, **106**, 85-100.
- Wilczak J. Oncley S. y Page S. 2001. Sonicanemometer tilt correction algorithms, *Boundary Layer Meteorol.*, **99**, 127-150.
- Wu J., Guan D., Yuan F., Yang H., Wang A. y Jin C. 2012. Evolution of atmospheric carbon dioxide concentration at different temporal scales recorded in a tall forest, *Atmospheric Environment*, **61**, 9-14.